

Die jungkretazisch-tertiäre Entwicklung am W-Rand des Amanosgebirges (Süd-Türkei)

mit 26 Abbildungen im Text und 3 Anlagen

von

ACHIM ROLOFF

aus Bunzlau/Schles.

1969
1

1970 № 121

Die jungkretazisch-tertiäre
Entwicklung am W-Rand des
Amanosgebirges (Süd-Türkei)

mit 26 Abbildungen im Text und 3 Anlagen

Inauguraldissertation

der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von
Achim Roloff
aus Bunzlau/Schles.

Als Dissertation genehmigt von der
Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Erlangen-Nürnberg.



Dekan: Prof. Dr. F. Tichy

Erstberichterstatter: Prof. Dr. W. Schwan

Zweitberichterstatter: Prof. Dr. W. A. Schnitzer

Tag der mündlichen Prüfung: 26. November 1969

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

	Seite:
Vorwort	1
Zusammenfassung	2
1. Einführung	3
1.1 Geographischer und geologischer Überblick	3
1.2 Bewirtschaftung, Vegetation	5
2. Stratigraphie	5
2.1 Comprehensive-Serie	5
2.2 Ophiolite	7
2.2.1 Erforschungsgeschichte	7
2.2.2 Benennung der Ophiolite im Arbeitsgebiet	7
2.2.3 Südlicher und Nördlicher Serpentinkomplex	8
2.2.3.1 Südlicher Serpentinkomplex	8
2.2.3.2 Nördlicher Serpentinkomplex	11
2.2.4 Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie	12
2.2.4.1 Forschungsgeschichte	12
2.2.4.2 Anordnung der Ophiolite im Vergleich gegeneinander	13
2.2.4.3 Zusammensetzung der Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie	14
2.2.4.3.1 Ophiolite mit eingeschlossenen Sedimenten	14
2.2.4.3.2 Sedimente	17
2.2.4.4 Entstehung	18
2.2.4.5 Zeitliche Einstufung	20
2.2.4.6 Folgerungen	21
2.3 Maastricht	21
2.3.1 Überblick	21
2.3.2 Ausbildung, Mächtigkeit am Südlichen Serpentinkomplex	21
2.3.3 Fauna	23
2.3.4 Zur Faziesbildung	24
2.3.5 Maastricht am Nördlichen Serpentinkomplex	24
2.4 Albitdiabas (Postmaastricht?)	27
2.5 Paläogen	29
2.5.1 Paläozän	29
2.5.2 Eozän	31
2.5.2.1 Verbreitung, Mächtigkeit	31
2.5.2.2 Ausbildung	32
2.5.2.3 Fauna	33
2.5.2.3.1 Hacidag	33
2.5.2.3.2 Karacaören	33
2.5.2.3.3 Elbeyli	34
2.5.2.4 Ökologische Aussagen	35
2.5.2.5 Paläogeographische Folgerungen	35
2.5.3 Spilite (Postlutet-Oligozän)	36
2.5.3.1 Stratigraphische Stellung	36
2.5.3.2 Ausbildung, Mächtigkeit, Verbreitung	36
2.6 Neogen	37
2.6.1 Erforschungsgeschichte	37
2.6.2 Burdigal (?)	38
2.6.3 Mittleres und Oberes Miozän	40

2.6.3.1 Überblick	40
2.6.3.2 Kalkkonglomerat	40
2.6.3.3 Serpentin Konglomerat	42
2.6.3.4 Riffkalke	44
2.6.3.5 Mergelsilte	47
2.6.3.5.1 Fazies, Mächtigkeit	47
2.6.3.5.2 Fauna	50
2.6.3.6 Paläogeographie	52
2.6.3.7 Pliozän-Quartär	53
2.7 Quartär	56
2.7.1 Ältere Schotter (Deckenschotter?)	56
2.7.2 Terrassenschotter	56
2.7.3 Caliche	57
2.7.4 Alluvium	58
3. Tektonik	60
3.1 Großtektonischer Zusammenhang	60
3.2 Überblick über die orogenetisch-epirogenetische Entwicklung und den Vulkanismus	60
3.2.1 Zeit der Hauptfaltung	60
3.2.2 Intraeozäne bis prämiozäne (pyrenäische) Bewegungen	66
3.2.3 Miozäne und jüngere Entwicklung	67
3.3 Lokale Tektonik	67
3.3.1 Kippscholle südlich Kizildere	68
3.3.2 Randgebiet der nördlichen Serpentin scholle (Gebiet östlich Karacaören)	71
3.3.3 Mittelscholle mit Eruptionszentrum östlich Yarbaşı	73
3.3.4 Die Eozänscholle von Elbeyli und das benach- barte Miozän	73
4. Rapportverzeichnis	77
5. Literaturverzeichnis	78
Lose Anlagen: Tafel 1-3	

Vorwort

In den Jahren 1966 - 1968 arbeitete eine Erlanger Gruppe im nördlichen Amanosgebirge. Sie bestand aus fünf Geologen: R. ASHMAWI, Dr. J. BREITBACH, P. JANETZKO, L. LAHNER und mir. Während des Geländeaufenthaltes im Kamp Islahiye und den Fahrten in die Türkei entwickelte sich ein freundschaftliches Verhältnis zwischen uns, das zu zahlreichen anregenden Gesprächen führte.

Von jedem der Mitarbeiter wurde ein Gebiet in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht untersucht. Dazu kam jeweils die erstmalige Aufnahme zweier geologischer Karten im Maßstab 1:25000 (Tafel 1). Die Geländearbeit erfolgte in Zusammenarbeit mit dem MADEN TETKİK VE ARAMA ENSTİTÜSÜ ANKARA. Insbesondere stellte das MTA-Institut Geländefahrzeuge, Fahrer, Kampmaterial, Kartenunterlagen und nicht zuletzt Geldmittel zur Verfügung. Weiterhin lösten unsere Freunde beim MTA alle organisatorischen Probleme in hervorragender Weise. Mikroproben- und Dünnschliffuntersuchungen erfolgten in den entsprechenden Abteilungen des MTA. Die An- und Rückreisekosten übernahm die Deutsche Forschungsgemeinschaft, der ich an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. SCHWAN, danke ich für die Unterstützung bei der Arbeit, insbesondere für die aufwendigen Feldbesuche. Weiter gilt mein Dank Herrn Generaldirektor Dr. SADRETTİN ALPAN in Ankara und Herrn Prof. Dr. HAMİT NAFİZ PAMİR, der die Arbeit durch zahlreiche Ratschläge und Ermutigungen förderte. Der Leiter der geologischen Kartenabteilung Herr Direktor Dr. ZATİ TERNEK stand uns immer mit Rat und Tat zur Seite, ebenso sein Bürochef, Herr HASAN BUYÜKBEŞE.

Für die Hilfe bei der Auswertung von Mikrofossilmaterial möchte ich Herrn Prof. Dr. H. HAGN, München, und seinen Mitarbeitern danken.

Nicht zuletzt waren die Untersuchungen in diesem interessanten und bisher wenig bearbeiteten Gebiet erst durch das Entgegenkommen der gastfreundlichen Bewohner möglich.

Zusammenfassung

Die Schichtfolge reicht von der Oberkreide bis ins Quartär.

Bei den Ophioliten können zwei Positionen unterschieden werden. Einmal sind es mächtige Serpentine, die sich in der späteren Entwicklung (ausgenommen im Eozän) deutlich als Hochschollen zeigen. Diese Serpentine sind eventuell in bereits vorhandene ältere Schwellen intrudiert. Zum anderen sind es meist mit Sedimenten vermischte Serpentinkörper, die als gravitative Abgleitmassen weit ins Becken hereinreichen. Aufgrund der heutigen Verbreitung des Paläozoikums ergeben sich Verfrachtungsweiten von mindestens 15-20 km nach NW. Als Ausgangsgebiet der Olisthostrome wird eine große nordwestvergente Aufschiebung angenommen, die östlich Yeniköy den Amanos schneidet und sich bis an die E-Flanke des Gebirges verfolgen läßt. Entsprechende Bildungen werden weiter im E (im Antitaurus) von erdölgeologischer Seite beschrieben. Die Abgleitungen erfolgen dort nach S.

Zu Beginn der Maastrichtsedimentation hatte die Faltung bereits begonnen. Dies wird angedeutet durch die geringe Faltung und die fehlende Schieferung des Maastricht; weiterhin ist die erstmalig seit dem Paläozoikum durch terrigenes Material unterbrochene Kalksedimentation zu erwähnen. Die starke amanoswärtige Mächtigkeitsreduzierung zusammen mit der deutlichen Korngrößenzunahme (amoswärts Konglomerate und Blöcke, nach W Übergang in Mergelkalke und Mergel) machen eine Heraushebung während des Maastricht wahrscheinlich. Ein Deckdiabas tritt im Hangenden des Maastricht auf. Örtlich ist Serpentin auf Maastricht aufgeschoben.

Zur Zeit der Eozäntransgression muß bereits ein weitgehend eingeebnetes Relief vorgelegen haben. Die Fauna des Eozäns spricht für vollmarines, tropisches Milieu mit einer maximalen Meerestiefe von 50 m, die durch eine Besiedlungsgemeinschaft von verschiedenen Großforaminiferen zusammen mit Rotalgen nachgewiesen ist.

Zwischen Lutet und Mittelmiozän wurde die Eozänplatte weitgehend durch Störungen zerlegt. Diese Brüche sind möglicher-

weise die Aufstiegsbahnen des z. T. mächtigen posteoziänen Spilitvulkanismus.

Die Neogentransgression setzte überwiegend erst zur Vindobon-Zeit ein. Die mächtigen Serpentine und der Amanos selbst treten dabei als deutliche sedimentliefernde Schwelen in Erscheinung. Auf der verbindenden Untiefe zwischen zwei großen Serpentinkörpern bauen sich Riffkalke auf, meerwärts und küstenwärts der Kalkbarriere lagern sich mächtige Silte und Mergel ab. Intramioziäne Basalte treten vereinzelt in den randlichen Konglomeratserien des Miozäns auf und beweisen eine Heraushebung mit neuer Zerbrechung. Die Regression des Miozäns kündigt sich durch limnische Bildungen an.

Der Raum für die örtlich sehr stark vertretenen postmioziänen Basalte wird durch vorwiegend NE streichende antithetische Schrägabschiebungen geschaffen, die sich aus einer starken horizontalen Dehnung ergeben. Die Basalte treten wie die älteren Spilite am Rande der Serpentinkörper auf und beweisen damit die Reaktivierung alter Brüche.

Neue Ausgangspunkte sind gegeben durch die von der Oberkreide bis ins Quartär durchlaufende Abfolge der Vulkanite, die Ophiolit-Olisthostrome und die Sedimentationsverhältnisse zur Maastrichtzeit, die Paläogeographie des Paläogens und die Faziesdifferenzierung des Obermiozäns.

1. Einführung

1.1 Geographischer und Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet (Abb. 1, Tafel 1) liegt am W-Rand des SW-NE streichenden Amanosgebirges und ist etwa 11 km breit und 28 km hoch. Die wichtigsten Flüsse sind von S nach N der Hamissuyu (mit Kalecik), der Sabunsuyu, der Dül-Dül und der Ceyhan. Kleinere Bäche verlieren sich in den Aufschüttungen des Ovas. Das Ova wird etwas weiter im W vom eigentlichen Adanabecken abgeschnitten durch eine ebenfalls SW-NE streichende Bergkette, welche sich von Karataş und Yumurtalik heraufzieht (entlang der NW-Seite des Iskenderungolfes) und sich nach NE über die Straße Adana - Osmaniye

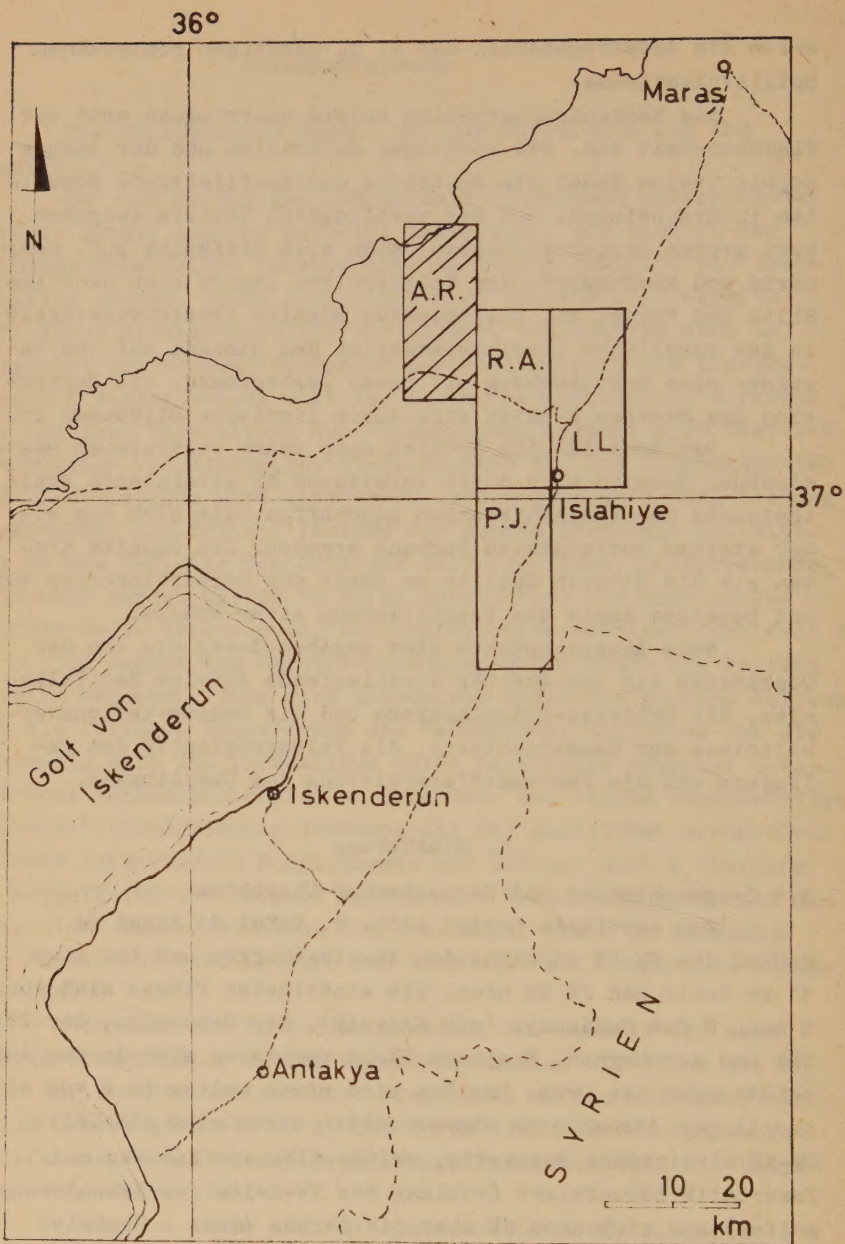


Abb.1: Lage der Arbeitsgebiete von

R.A.: R.ASHMAWI, P.J.: P.JANETZKO, L.L.: L.LAHNER,

A.R.: A.ROLOFF



verlängert. Die höchste orographische Erhebung im nördlichen Amanos ist der Dül-Dül-Dagh mit 2242 m.

Zwischen zwei aufragenden Serpentinsschollen reichen jüngere Sedimente buchtartig bis in die Gegend von Hasanbeyli. In dieser Depressionszone windet sich die Straße nach oben. Hier schmiegt sich die alte Bahnlinie teilweise eng an den Lauf des Hamis. Dieser Amanosübergang wurde auch schon in früheren Zeiten benutzt. Die mächtigen Ruinen von Gâvurkale (Christenburg) sind dafür letzte Zeugen.

Als Karten liegen bisher vor die Karte 1:500000, Geological Map of Turkey (MTA), eine geologische Karte 1:500000 Adana Region (Petroleum District VII, Mobil Exploration Mediterranean Inc.) und eine nicht veröffentlichte geologische Karte 1:100000 von M. BLUMENTHAL (1944).

1.2 Bewirtschaftung, Vegetation

Die Bewirtschaftung ist im allgemeinen extensiv. Weidebetrieb herrscht vor. In den mehr ebenen Lagen werden Baumwolle, Erdnüsse, Mais, Bohnen, Tabak, Bartweizen und Gerste angebaut. Daneben gedeihen auch Weintrauben, Granatäpfel und Feigen. In Richtung auf das Adanabecken sind auch Citrusbäume in geschützten Lagen zu finden. Die landwirtschaftlich nicht nutzbaren Flächen sind vor allem von einer immergrünen Macchia bedeckt, besonders auf kalkigem Untergrund, während auf den Ophioliten überwiegend schütterere Kiefernwälder stehen (z. T. *Pinus halepensis*).

2. Stratigraphie

2.1 Comprehensive-Serie

Die Bezeichnung Comprehensive-Serie (BLUMENTHAL 1941) wird in der geologischen Übersichtskarte für eine Kalkserie verwendet, die von der Trias bis in die Kreide reicht. Nach CAHIT ERENTÖZ und ZATI TERNEK (1959, S. 26)

erscheint diese Formation als mächtige und tiefmarine Fazies besonders im Taurus. Triadisches Alter für den unteren Teil der Serie wird insbesondere von STCHEPINSKY (1942, Archiv Nr. 1446) und BLUMENTHAL (1947) faunistisch belegt. Nach G. C. SCHMIDT (1962, S. 53) gehört der Großteil dieses ungegliederten Mesozoikums in die mittlere und obere Kreide. Nach den Arbeiten meiner Kollegen läßt sich eine Dreigliederung durchführen.

Ganz überwiegend baut sich die Comprehensive-Serie aus dunklen, schwach metamorphen gebankten Kalken auf, die in einigen Proben schlecht bestimmbare Mikrofauna zeigten. Die reinen Kalke sind dickbankig (1-2 m); die mergeligen Teile sind dünner gebankt und fein interngeschichtet.

Kalksandsteinbänke treten südlich der Dül-Dül-Yaila auf. Die Unterflächen der Bänke sind hier wellig, z. T. mit Convolute-bedding. Besonders am Dül-Dül sind mächtige, dunkelgraue bis schwarze Mergel eingeschaltet. Hier ist auch in die überkippte Schichtenfolge sillartig ein Gabbro eingedrungen (etwa bei 2000 m NN). Die intensive Rotfärbung der Kalke in der Kontaktzone ist einige Meter mächtig.

An einigen Stellen (z. B. bei 1950 m NN, südlich des Dül-Dül) wurden kalzitisierte Schalenfossilien gefunden, die muschelpflasterähnlich gehäuft vorkommen, aber keine Bestimmung zulassen.

Nördlich der Sabunschlucht sind gegen die Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie (im oberen Teil der Comprehensive-Serie) häufig Diabaslagergänge intrudiert, ihre Dicke wechselt von einigen Zentimetern bis zu 10 m. Kleinere diskordant durchsetzende Serpentinstöcke kommen ganz vereinzelt in der Comprehensive-Serie vor. Die Gesamtmächtigkeit der Comprehensive-Serie westlich des Dül-Dül dürfte mindestens 1500 m betragen. Für Detailfragen möchte ich auf die Arbeiten meiner Kollegen R. ASMAWI, L. LAHNER und P. JANETZKO weiter im E hinweisen.

2.2 Ophiolite

2.2.1 Erforschungsgeschichte

Die Gesamtheit der Intrusionen ultrabasischer magmatischer Gesteine und ihrer extrusiven Differentiate können als Ophiolite bezeichnet werden. Ihre große Verbreitung im S der Türkei hat schon früh das Untersuchungsinteresse geweckt. Nach BLANKENHORN (1914, S. 134) erfolgte ihre Intrusion etwa im Obereozän. In der Folgezeit geben DUBERTRET (1936, 1953), V. STCHEPINSKY (1942) und BLUMENTHAL (1947) für die Intrusionen Maastrichtalter an.

Neuerdings wurde der Zeitpunkt der Peridotit-Intrusion von MAJER (1962) ins höhere Paläozoikum gestellt. WOLFART (1967) schließt sich an und betont die stark abweichenden Ergebnisse insbesondere DUBERTRET's, nicht nur in der altersmäßigen Einstufung, sondern auch in der DUBERTRET'schen Auffassung von einem einheitlichen Magmatismus.

Für GANSSEER (1959), PAVONI (1961) und andere Autoren steht die Zugehörigkeit dieser Ophiolite zur alpidischen Geosynklinale außer Zweifel.

In den Übersichtskarten der Türkei 1:500000 Blatt Hatay und Blatt Adana wird die Ophiolitische Serie hauptsächlich in die Kreide, die Ophiolitische Serie mit Radiolariten und Hornsteinen ins Mesozoikum gestellt.

G. C. SCHMIDT (1962) verweist im Zusammenhang mit dem Ophiolitischen Komplex auf die Arbeiten von DUBERTRET (1953) und BORCHERT (1958).

2.2.2 Benennung der Ophiolite im Arbeitsgebiet

Im Arbeitsgebiet müssen nach ihrer topographischen Anordnung drei Serpentinpositionen unterschieden werden. Die Ophiolitanteile gehören grundsätzlich altersmäßig zur gleichen Abfolge, haben aber eine etwas verschiedene Entwicklung. Von S nach N werden sie im folgenden Text benannt als (vgl. Karte, Tafel 1):

"Südlicher Serpentinkomplex"

"Nördlicher Serpentinkomplex"

Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie

2.2.3 Südlicher und Nördlicher Serpentinkomplex

Ganz ähnlich in ihrem Auftreten sind der Südliche und der Nördliche Serpentinkomplex. Es handelt sich um sehr mächtige Ophiolite, deren Liegendes nirgends erschlossen ist. Eine Mächtigkeit von 1000-3000 m, wie sie auch von DUBERTRET angegeben wird, dürfte größenordnungsmäßig durchaus zutreffen. Während der ganzen späteren Entwicklung sind die Ophiolite als deutliche Hochschollen zu erkennen (heutige Gipfellage bei 1100 m NN). Wie WIPPERN (1962, S. 50) festgestellt hat, sind die Bereiche, in die die Intrusionen erfolgten, bereits seit dem Perm als Schwellengebiete erkennbar. Die beiden Gebiete werden durch eine Depressionszone getrennt und unterscheiden sich durch ihren Aufbau. Es wird eine direkte Verbindung im Untergrund angenommen. Beide Ophiolite nähern sich an der Oberfläche bis auf etwa 4 km.

Beide Serpentinkomplexe tragen nur sehr geringe oder keine erkennbaren Reste einer Deckschicht, in welche die Intrusionen erfolgten, und beide werden transgressiv von Maastrichtschichten überdeckt. Für das Alter ergibt sich also zunächst eine Grenze nach oben (Prämaastricht). Einige Diabasergüsse sind jünger.

2.2.3.1 Südlicher Serpentinkomplex

Die magmatischen Gesteine bestehen etwa zu 80 % aus Peridotiten (Serpentiniten), zu 10 % aus gabbroiden stockförmigen Nachschüben etwa gleichen Alters und zu 10 % aus jüngeren Effusiva. Auf der geologischen Karte 1:25000 wurden unterschieden:

Serpentin

Uralit- und Hornblendegabbros, Gab

Albitdiorit, Do

Basalte

Die jüngeren extrusiven Differentiationsprodukte wurden in eine zeitlich fixierte Abfolge gestellt. Im einzelnen sind dies Albitdiabas, Spilite und Basalte verschiedenen Alters, die entsprechend ihrer stratigraphischen Stellung behandelt werden. Nach diesen, z. T. submarin ausgeflossenen Anteilen ergibt sich für das Aufdringen

der Initialite und der späteren Diabase, Spilite und Basalte eine Zeitspanne, die von der Kreide bis ins Quartär reicht. Eine klare zeitliche und räumliche Trennung liegt vor zwischen Peridotiten und gabbroiden Gesteinen einerseits und basischen Effusiva andererseits. Es mag dahingestellt sein, ob es sich auch "um zwei durchwegs verschiedene magmatische Prozesse" handelt, "die sich in verschiedenen geologischen Epochen ohne irgendeine genetische Verbindung auswirken" (MAJER 1962, S. 277). Man muß aber daraufhinweisen, daß auch im westlichen Amanos oberflächennahe (siehe Albitdiorit) und z. T. auch wirklich extrusive Ophiolite vorhanden sind, die nur nicht mehr im zentralen Ophiolitkomplex zu erwarten sind, da sie bereits abgetragen sind (vgl. Abschnitt Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie). Andererseits ist zu berücksichtigen, daß von anderen Autoren, besonders DUBERTRET und BORCHERT, auf die engen Verwandtschaftsbeziehungen zwischen Peridotiten und Effusiva aufmerksam gemacht wird. Nach BORCHERT (1958, S. 44) deuten massenhaft extrusive Ophiolite daraufhin, daß ausgedehnte Massen von intrusiven Ophioliten der gleichen orogenen Epoche angehören.

Die mineralogische Untersuchung ergab für die Zusammensetzung des

Serpentins (Dünnschliff Nr. 55177, östlich Raziylar, 810 m NN), daß er zu einem großen Teil aus Serpentin besteht, untergeordnet treten Enstatit und accessorisch Chromit- und Magnetitkörner auf.

Ein anderes Beispiel (Schliff Nr. 56940, Kanlıgeçit, Kizildere) zeigt:

Serpentin, Basitit (= Antigoritpseudo-morphosen nach Orthopyroxenen) und access. Magnetitkörner.

Die Schliffe gabbroider Gesteine enthalten keinen Chromit. Sie alle treten gang- und stockförmig im Serpentin auf. BORCHERT (1958, S. 20) weist daraufhin, daß diese Ganggesteine nur noch Magnetit und Ilmenit enthalten.

Schliff Nr. 55174 (Catalmazi, Mercimegim Dere) ergab:
Uralit-Gabbro, mit holokristalliner äqui-
granularer Textur. Der Gabbro baut sich auf
zu einem großen Teil aus Uralit, weniger aus
Labradorit, der völlig oder größtenteils se-
rizitisiert und prehnitisiert ist, und aus
access. Erzkörnern.

Schliff Nr. 55175 (Raziyalar, 250 m westlich der
Ortschaft an der Straße nach Kinalicinar):

Uralit-Gabbro, holokristalline äquigranulare
Textur. Der Gabbro setzt sich zusammen aus
stark prehnitisierten, serizitisierten Labra-
doriten, aus Uraliten (die Diopsidreste ent-
halten) und access. aus Erzkörnern.

Schliff Nr. 55178 (Südlich Abuzalar, Catal-Tepe):

Hornblendegabbro: Holokristalline äquigra-
nulare Textur. Der Gabbro besteht aus Labra-
doriten und sekundären Hornblenden, die Diop-
sidreste enthalten. Die gabbroiden Gesteine
sind meist grob-pegmatitisch entwickelt. Die
holokristalline Ausbildung spricht sicher
für langsame Kristallisation.

Schliff Nr. 55179 (südlich Raziyalar, 360 m NN):

Albitdiorit, das Gestein wird gebildet aus
Albiten und Hornblenden und access. Epidot,
Zoisit und Titanit.

Der Albitdiorit ist in der Abfolge das weitaus hellste
Gestein. Er ist im Vergleich zu den Gabbros sehr feinkörnig
entwickelt und tritt in einer Verbreitung von über 1 km² im
Hangenden der Peridotite auf. Die große flächenhafte Verbrei-
tung und die feinkörnige Struktur (beschleunigte Kristalli-
sation) sprechen auch für eine Platznahme im Hangenden. Es
scheint hier also doch eine Anordnung vorzuliegen, wie sie
DUBERTRET (1953) durch sorgfältige geologische Kartierung
beispielsweise am Çebel Musa festgestellt hat.

2.2.3.2 Nördlicher Serpentinkomplex

Der Nördliche Serpentinkomplex wurde als einheitlicher Serpentin kartiert. Gegen das Zentrum zu schaltet sich ein großer stockförmiger jüngerer Diorit ein. SW von Sögütlügöl liegen auf Serpentin erratische oberflächlich transportierte Blöcke von feingeschichtetem, grünlich-quarzitischen Phyllit, der mit weißen körnigen Marmoren wechsellagert. Meist ist eine Fältelung in diesen Blöcken zu beobachten. Es dürfte sich hierbei um Reste eines ehemals mächtigen Sediments handeln. GANSSER (1959, S. 670) beschreibt vom westlichen Teil Beluchistans epimetamorphe Quarzitschiefer, Phyllite und Marmore an der Basis der "Colored Mélange"-Zone.

Als Dachserie am südlichen und westlichen Rand des Serpentin ist eine mächtige, überwiegend rötliche bis orangerote, stark kalkige Abfolge entwickelt. Meist bildet dieser "Kontaktkalk" einen Steilanstieg über dem weicheren Serpentin. Die Grenze Serpentin-Kontaktkalk konnte dort gezogen werden, wo der Farbumschlag von grün nach rot erfolgt.

Eine Dünnschliffprobe (Nr. 56933, Schule von Alibozlu) an der Grenze Serpentin/"Kontaktkalk" zeigte kalzitisierten Serpentin mit access. Chromit- und Magnetitkörnern. Ein Dünnschliff (Nr. 56934) 10 m über Nr. 56933 im Kontaktkalk ergab ein völlig kalzitisiertes ultrabasisches Gestein. Es besteht aus Kalzit mit Maschentextur und access. Chromit- und Magnetitkörnern.

Eine derart mächtige Karbonatbildung (maximal über 100 m) wird nirgends beschrieben. Karbonatbildungen sind aber nach BORCHERT (1958, S. 37), wenn überhaupt, nur im Dach der Massive zu erwarten. BORCHERT (Loc. cit.) bemerkt weiter, daß alle Karbonatisierungserscheinungen jüngste Bildungen sind, "die sich nach der Ophioliterstarrung und fast stets auch nach der Serpentinisierung auf Spalten und Kluftsystemen ereignet haben."

Die beherrschende s-Fläche im "Kontaktkalk" steht meist + saiger, jeweils von diesen Flächen ausgehend und sich verbreiternd tritt auch bankrechte Absonderung auf. Diese Erscheinung zeigt sich auch in der netz- und leistenförmigen Verwitterungsoberfläche des Gesteins.

Eine andere Deutung wäre die Karbonatisierung durch descendente Wässer. Die Verbreitung der Kontaktkalke ist ungefähr an die der schützend überlagernden miozänen Kalkkonglomerate (z. T. auch Eozänkalke) gebunden. Eindeutige Gerölle aus diesen Kontaktkalken liegen im miozänen Kalkkonglomerat (vgl. Miozän). Diese Verwitterungsbildung müßte altersmäßig nach der oberen Kreide entstanden sein (vgl. Maastricht am Nördlichen Serpentincomplex).

2.2.4 Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie, Mof 1

2.2.4.1 Forschungsgeschichte

Die Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie stellt einen sehr heterogenen Gesteinskomplex dar. Erstmalig sind ähnliche Bildungen in der Türkei von BAILEY (1953) erkannt worden. Er bezeichnet sie als "Ankara Mélange". GANSSER (1959, S. 669) beschreibt den Charakter dieser Serie als "wilde, bunte, chaotische Gesteinsmasse". Er nannte sie "Colored Mélange" (G. 1955). Altersmäßig stuft er sie im kurdischen Taurus in die obere Kreide ein (GANSSER 1959, S. 674).

Im Adanabecken wird eine vergleichbare Serie bei G. C. SCHMIDT (1962, S. 55) als İşali "Catastrophic" Facies bezeichnet, wobei der Ausdruck "Catastrophic" von KUENDIG (1959) übernommen wurde, und er stellt sie ins Obereozän-Oligozän.

Der olisthostromhafte Charakter von Teilen der "Ankara Mélange" ist in neuerer Zeit von BOCCALETTI, BORTOLOTTI & SAGRI (1966) bestätigt worden. GÖRLER & REUTTER (1968, S. 487) geben als Ausgangsgebiete für die Olisthostrome des Apennins einfache Antiklinalen, scharfe Aufpressungszonen, Deckenfronten oder Bruchschollentreppen an.

Von erdölgeologischer Seite erwähnen P. G. TEMPLE und L. J. PERRY (1962) entsprechende Bildungen südlich des Antitaurus und M. RIGO DE RIGHI und A. CORTESINI (1964) geben eine genaue Darstellung der Olisthostrome des gleichen Raumes, die der "Elazig-Nappe" zeitlich und räumlich vorausseilen.

2.2.4.2 Anordnung der Ophiolite im Vergleich gegeneinander

Während die großen Ophiolitkomplexe sehr hohe Mächtigkeiten (vgl. Abschnitt Südlicher Serpentinkomplex) erreichen, sind die Ophiolite innerhalb der Radiolarit-Hornsteinserie wesentlich geringmächtiger. Einzelne Vorkommen erreichen eine maximale Verbreitung von etwa 2 km^2 ; sie schalten sich besonders an der Basis der Gesteine gegen die liegende Comprehensive-Serie ein. Die mächtigen Serpentine im Süden liegen in deutlicher morphologischer Hochposition (1100 m NN, vgl. auch Miozän), während die Ophiolite der Radiolarit-Serie eine morphologische Depression (400-500 m NN) vor dem aufsteigenden Amanos (-2200 m) füllen. Die Ophiolite (auch Diabase) sind stark serpentiniert. Gabbropegmatite und Diorite sind in der Radiolarit-Serie nicht erkennbar. Die über den beiden Serpentinkomplexen (wenigstens am Rande) erhaltenen transgressiven Maastrichtschichten sind in der Radiolarit-Serie nicht vorhanden. Außerdem fehlt über den Serpentinkomplexen die Deckschicht völlig, unter welcher die Intrusionen erfolgten und die durchschlagen wurde. Sie ist als Comprehensive-Serie aber neben der Radiolarit-Hornstein-Serie mit etwa 1500 m Mächtigkeit vorhanden. Weiterhin enthalten die Ophiolite der Radiolarit-Serie fast immer Sedimente, vor allem Kalke der Comprehensive-Serie, die gerade im Bereich der Serpentinkomplexe fehlen.

Diese Beobachtungen führten zu der Annahme einer völlig verschiedenen Platzergreifung der Serpentine innerhalb der Radiolarit-Serie von jener der mächtigen Serpentinkomplexe.

2.2.4.3 Zusammensetzung der Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie

Zu der Vorstellung olisthostromhafter Sedimentation in der Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie führte insbesondere die Zusammensetzung. Die Lagerungsverhältnisse sind so verworren, daß eine genaue kartenmäßige Erfassung im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgenommen werden konnte.

Als Hauptbestandteile sind vorhanden:
Serpentin, Diabas, Radiolarit, mesozoische Kalke, Hornsteine und paläozoische Sedimente.

2.2.4.3.1 Ophiolite mit eingeschlossenen Sedimenten

Als Beispiel für den Serpentin wird der Dünnschliff (Nr. 56945) von Köprüagzi (Kirkgöz Pinar) angegeben:

Kalzitisierte Serpentin, bestehend aus Serpentin und access. Magnetitkörnern.
Er wird von zahlreichen Kalzitäderchen durchquert.

In den Serpentin der Radiolarit-Serie stecken fast durchwegs Kalkkomplexe vom Typus der Comprehensive-Serie in allen Größenordnungen bis zu mehreren 100 m Längserstreckung. Sie bilden morphologisch markante Erhebungen.

Der über 3 km lange Serpentinstreifen nördlich von Elbeyli enthält bis an das Eozän heran Schollen und Bänke dunkler (blau-grauer bis schwarzer) Kalke. Der Serpentin ist andererseits nicht mit Eozän verbunden zu beobachten.

Südlich der Ortschaft Eriçek, am Friedhof, liegen wenige Meter mächtige Serpentine zwischen $\pm$ bankigen Kalkschollen. Kleinere Kalkblöcke werden fluidalstrukturähnlich von Serpentin umflossen. Der weiche Serpentin wittert heraus, so daß die Kalke dachförmige Überhänge bilden. Dieser Aufschluß liegt knapp über den Comprehensive-Kalken, ganz an der Basis der Radiolarit-Kalk-Ophiolitserie. Hier könnten im Serpentin Strömungslaminen mit turbulenten Abrissen im Strömungsschatten

der Kalke erwartet werden.

Ein ganz entsprechendes Bild zeigt der Dünnschliff (Nr. 56942), der nördlich Haruniye bei Yeniçe-Kö entnommen wurde; allerdings besteht der Sedimentanteil aus Quarzit.

Tektonische Breccie: Das Gestein besteht aus Quarzit und Serpentin, die einem starken Stress während einer dynamischen Metamorphose unterworfen waren. Das weiche Serpentinmaterial wurde gezwungen, zwischen den Quarzitfragmenten zu fließen, und es entstand eine tektonische Breccie. Die Quarzitbruchstücke sind stark karbonatisiert und werden von Kalzit- und Dolomitäderchen durchschlagen. Die Serpentinfeetzen bestehen aus Serpentin und access. Chromitkörnern.

Ein Profil zeigt die Lagerung von Kalken im Serpentin am Schluchteingang östlich von Haçılar (Abb. 2, S. 16).

Die Diabase wechsellagern z. T. (z. B. am Hartlap Tepe) mit Radiolariten und Rotkalken.

Ein Dünnschliff (Nr. 56944) vom Kayabasi Tepe bei Köprüagzi stammt von einem Diabas, der diskordant dunkle Kalke durchschlägt:

Augit-Olivin-Diabas, bestehend aus Labradorit-Leisten, die eine Diabastextur bilden. Die Zwischenräume dieses Netzwerkes sind ausgefüllt mit völlig serpentinisiertem Olivin, titanhaltigem Augit und access. Magnetitkörnern.

Die Diabase sind geringmächtiger und wurden nicht gesondert kartiert.

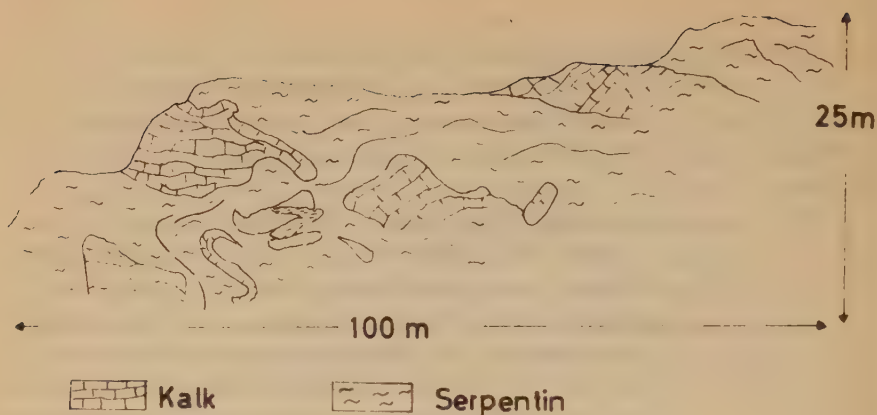
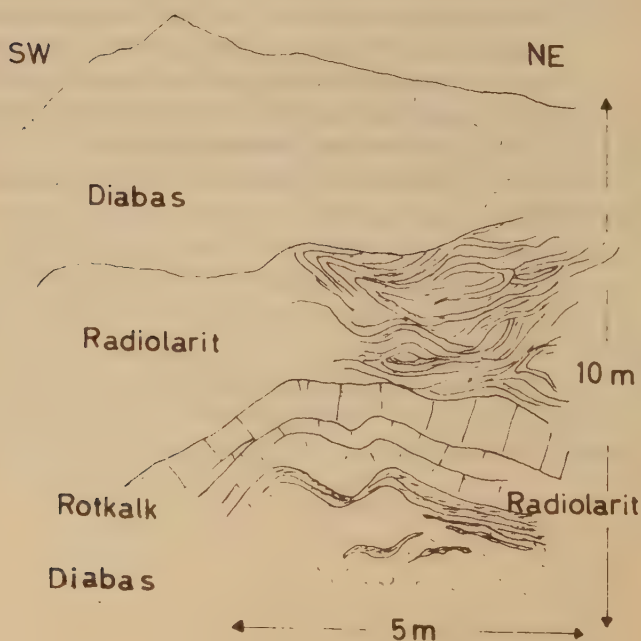


Abb. 2: Schluchteingang östlich Hacilar: Kalkkomplexe in Serpentin (Kalkolistholithe ?), Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie

Abb. 3: Südöstlich Hartlap-Tepe: Wechsellagerung Diabas-Radiolarit-Rotkalk-Radiolarit-Diabas. Normale Sedimentation in der Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie



2.2.4.3.2 Sedimente

Hier werden verschiedene Sedimentanteile aufgeführt, bei denen der Kontakt zum Serpentin nicht direkt erschlossen ist. Die dunklen Kalke innerhalb der Serpentine wurden bereits erwähnt. Besonders auffallend sind dunkelgraue Kalke, die bizarr und inselartig aus der Kuppenlandschaft der Radiolarit-Serie aufragen. Diese Kalkschollen erreichen Flächenausbisse bis zu 1 km^2 (am Pürentepe, nördlich Tabaklar). Sie sind von derselben Ausbildung wie die Kalke innerhalb der Ophiolite.

Die Nähe der Serpentine wird durch kleine Serpentin-vorkommen am Rande oder auch innerhalb der Kalke deutlich. Die Kalke sind am Kontakt zu Diabasen oft marmorisiert und zeigen deutliche Drucksuturen (Schliff Nr. 56943, Köprüagzi, Kayabasi Tepe). Kaum beeinflusste Kalke werden manchmal von Rotkalken eingehüllt.

Im Wechsellager mit meist roten Kiesel-schiefern treten dünnbankige rote und dunkelgraue Kalke auf, z. T. schalten sich Diabase ein, die eventuell mit den Kiesel-schiefern genetisch verbunden sind (SCHWAN 1952, S. 123). Diese Wechsellagerungen sind schwach verfaltet, dabei verhalten sich die Kalke wesentlich starrer als die Kiesel-schiefer (vgl. Abb. 3, S. 16). Die Radiolarite sind meist feingeschichtet und waren jeweils nur in einer Mächtigkeit von wenigen Metern erschlossen.

Dünnschliffproben (Nr. 56935, 56936, 56937) von Kuşçu (am Ceyhan) und Tabaklar zeigen: Radiolarit, bestehend aus sehr feinkörniger Quarzmatrix mit Fe-Hydroxiden. Eingeschlossen sind zahlreiche verkieselte Radiolarien.

Hornstein vom Hartlap Tepe (östlich Elbeyli, Schliff Nr. 56938) besteht ebenfalls aus kieseligem Material mit Fe-Hydroxiden. Er wird von Quarz- und Chalcedonäderchen durchzogen. Die Hornsteine sind z. T. kalzitisiert. Der Schliff Nr. 56946 von Köprüagzi Kirgöz Pinar besteht aus feinkörniger, kieseliger Matrix, ist stark kalzitisiert, schwach limo-

nitisiert und wird von zahlreichen Kalzitäderchen durchquert.

Der Basalt von Alibozlu ist räumlich durch überlagernde Calichebildungen von der Radiolarit-Serie getrennt. Der Basalt schließt Schollen von Serpentin (kartierbar groß), rote rekristallisierte, z. T. sehr grobkörnige Kalke mit Hornsteinwülsten und grünliche bis rötliche Kiesel-schiefer ein. Am Schulhaus von Alibozlu kommen in brecciösen Kalken (weiße Kalke in roter Kalkmatrix) Serpentin-konglomerate von der Art der Maastricht-Konglomerate vor. Die Konglomerate enthalten rote Radiolarit-Bruchstücke und sehr viel Detritus, darunter ein Schalenstück, das aus einer Rudistenschale stammen könnte.

Untergeordnet treten innerhalb der Radiolarit-Serie graue Mergel auf (z. B. westlich des Kabak Tepe, 650 m NN, an dem Weg nach Köprügazi). Sie erinnern an die Maastricht-mergel, enthalten aber keine Fauna.

Weitere sedimentäre Komponenten stammen aus den Schichten unter der Comprehensive-Serie. Die paläozoischen Anteile treten besonders im Südwesten (in der Gegend von Haruniye) auf. Es wurden Quarzite, Phyllite und Spiriferenkalke des Mitteldevons (südlich des Püren Tepe) gefunden.

Bemerkenswert erscheint ein auf der Karte eingetragenes Vorkommen von leicht phyllitischen Rotschiefern nördlich von Haruniye an der Straße nach Yenice. Nach Mitteilung meines Kollegen L. LAHNER handelt es sich um die Rotschiefer vom Typ Akça-Dagh (Silur). Sie sind mit einigen Metern Mächtigkeit erschlossen, und der Verband der Schiefer in sich erscheint völlig intakt. Der Ausbiß beträgt größenordnungsmäßig einige Zehner m².

2.2.4.4 Entstehung

Für die Entstehungserklärung der Radiolarit-Serie wurde das Abgleiten ophiolitischer und Deckgebirgs-Massen in unverfestigte Meeresgebiete angenommen (KUENDIG 1956). Es ist klar, daß die mesozoischen Anteile nicht von der heute noch mächtigen Comprehensive-Serie westlich des Dül-Dül abgeglimten sind, sondern daß sie aus dem Gebiet stammen, wo sie heute fast gänzlich fehlen (Westrand des Amanos, südlich der Haupt-

störung). Ebenso ist das Hereingleiten der paläozoischen Gesteine aus diesem von der abdeckenden Comprehensive-Serie frei gewordenem Gebiet zwischen Bahçe und Hasanbeyli wesentlich leichter verständlich als gewaltige Aufschuppungen kleiner Massen oder gar vertikale Aufwärtsbewegungen von 2 km. Für die Verfrachtung ergibt sich nordwestliche Richtung (160° NW), die Transportweite beträgt mindestens 15-20 km. Diese Transportrichtung steht etwa senkrecht zu der Hauptstörung (vgl. Tektonik) nordöstlich Yeniköy (70° NE). Die Unterlage der Radiolarit-Serie streicht etwa 160° , auffallend in dieser Richtung streichen auch die meisten langen Achsen der auskartierten Kalkkomplexe und seltensamerweise der Serpentinvorkommen in der Kartenebene (Ophiolitströme?). Für die submarinen Schlammströme Italiens ist eine Bewegung quer zur Längsachse des Sedimentationsbeckens die Norm (GÖRLER & REUTTER 1968, S. 494).

Die Anordnung der paläozoischen Anteile im Südosten könnten auf ein allmähliches Ausklingen der olisthostromhaften Sedimentation nach der Ableitung des Mesozoikums hinweisen. Ein Gefälle von mindestens 5 % während des Schlammtransportes geben GÖRLER & REUTTER (1968, S. 495) an. Werte für Ophiolit-Olisthostrome wurden nicht gefunden. Auf jeden Fall muß aber bemerkt werden, daß nur winzige Bruchteile der rezenten Heraushebung erreicht wurden, da sich die großen Serpentin Komplexe erst während der Oberkreide als deutliche Schwellengebiete herauszuheben beginnen und später immer noch überflutet werden. Die Kalkkonglomerate des Miozäns liegen heute auf einer Höhe bis über 1000 m NN. Das Eozän transgredierte über die Serpentine ohne Mächtigkeitsreduzierungen und Fazieswechsel, bei einer Meerestiefe von maximal 50 m (im Oberlutet). Allerdings ist das Eozän am Nördlichen Serpentin Komplex nur randlich in Resten erhalten.

Zusammenfassend muß betont werden, daß das heutige Streichen der Amanosschwelle während der Olisthostrom-Sedimentation noch nicht als prägendes Relief vorhanden war.

2.2.4.5 Zeitliche Einstufung

Die Radiolarien innerhalb der Radiolarit-Serie lassen keine Altersdatierung zu. Bei den eigentlichen Serpentinkomplexen hatte sich als Zeitgrenze nach oben Prämaastricht ergeben. Die Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie ist wahrscheinlich etwas jünger als die Serpentine, auch wenn man annehmen will, daß das Abgleiten bei ihrer Intrusion begann. Nach GANSSER (1959, S. 674) genügen stärkere syngenetische Bewegungen ohne weiteres, um zum extremen Stadium des "Colored Mélange" zu führen. Als jüngste nachgewiesene Olistholithe sind Comprehensive-Kalke vertreten. Da aber Maastricht im Bereich der Radiolarit-Serie nicht vorhanden ist, obwohl das Gebiet in Beckenposition liegt, kann angenommen werden, daß die olisthostromartige Sedimentation zur Maastrichtzeit noch anhielt. Die ophiolitischen Olisthostrome bauten sich noch in eine Senkungszone vor, in der als Normalsediment Radiolarit-Hornstein-Kalk-Wechsellagerungen gebildet wurden. Gelegentlich treten im Normalsediment Deckdiabase als Lager auf (vgl. Abb. 3, S. 16). Diese Diabase sind als Zeitmarke wichtig, sie müßten altersmäßig einmal den diskordanten Diabasgängen in der Comprehensive-Serie entsprechen, zum anderen aber dem Diabas am Südlichen Serpentinkomplex, der sehr wahrscheinlich Postmaastrichtalter hat. Die Radiolarit-Serie reicht also mindestens bis ins Maastricht. Übergreifend darüber liegen die Nummulitenkalke von Elbeyli. Zeitlich und gesteinsmäßig entsprechende Bildungen werden auch östlich des Amanos von P. G. TEMPLE und L. J. PERRY (1962, S. 1605) beschrieben: "...tremendous volumes of ophiolites complexly intermixed with siliceous limestones, marls, shales and radiolarian cherts of probable Mesozoic age are found tectonically placed in Upper Cretaceous clastics...". Im Gegensatz zur W-Seite, wo wir Abgleitungen nach N haben, sind hier die Bewegungen nach S gerichtet.

P. de GRACIANSKY et. al. (1967, S. 28) stellen die "formation schisto-radiolaritique" (Bezeichnung nach den Arbeiten BLUMENTHAL's) bei Fethiye ins Unteresenon bis Paläozän.

2.2.4.6 Folgerungen

1. Die unruhigen Sedimentationsverhältnisse wirkten sich auch im Bereich des fossilführenden Maastricht aus.
2. Die geringen Maastrichtreste am Nördlichen Serpentinkomplex können aber nicht durch Abgleiten erklärt werden (dazu fehlen alle Hinweise), sondern sie sind abgetragen worden.
3. Infolge des Fehlens dieser Dachschichten des Serpentins transgredierte das Alttertiär erneut über Serpentin.

2.3 Maastricht

2.3.1 Überblick

Im Maastricht sind bei der Kartierung drei verschiedene Faziesbereiche unterschieden worden. Am Südlichen Serpentinkomplex verzahnen sich stark fossilführende Kalke (KrüM) und Konglomerate (KrüK). Am S- und W-Rand des Nördlichen Serpentinkomplexes liegen geringmächtige, graue Mergellinsen in Vertiefungen völlig kalzitisierten Serpentine. Diese karbonatisierten Ophiolite im Liegenden wurden bei der Kartierung als "Kontaktkalk" noch zum Maastricht gezogen (Kartierbezeichnung Krü).

2.3.2 Ausbildung und Mächtigkeiten am Südlichen Serpentinkomplex

Östlich Kinalicinar ist die Basis der Maastricht-Konglomerate mit bis zu hausgroßen, zerrütteten Blöcken von Albitdiorit erschlossen. Die Spalten und Fugen sind von rotem konglomeratischen Material ausgefüllt. Die Konglomerate wurden kartenmäßig erfaßt und erreichen meist nur eine maximale Breitenerstreckung von etwa 100-200 m und gehen seitlich in grüngraue Mergelkalke über. An klastischen Komponenten sind vorhanden: Serpentine, Gabbros, Diorit, Kalke, Bruchstücke von Rudisten, Schnecken, Muscheln und große Foraminiferen. Die Bänke des Konglomerates werden oft bis 10 m mächtig, die Gesamtmächtigkeit des Konglomerates beträgt maximal etwa 100 m (im Mercimegintal). Das Konglomerat ist überwiegend rötlich gefärbt, untergeordnet treten jedoch graue mergelige und

auch grüne tonige Schichten auf. Die Verzahnung des Konglomerates mit Mergelkalken kann an beinahe allen Vorkommen von Maastricht-Konglomeraten beobachtet werden, insbesondere östlich Raziylar in der Klamm bei 600 m NN und mehrfach an der Straße Kinalicinar-Raziylar (im Bachbett). Die Konglomeratbänke reichen mit $1\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit bis 20 m in die Kalke. Andererseits reichen auch einzelne, reine Kalkbänke in die Konglomeratfazies. In diesem Fall sind die Kalkbänke (wahrscheinlich auf Grund starker Setzungsdifferenzen) synsedimentär zerbrochen und die Spalten sind mit rotem, konglomeratischen Material ausgefüllt.

Wie später im Eozän enthalten auch im Maastricht besonders die gröberklastischen Bänke gehäuft Foraminiferen; dabei gehören diese Faunen sicherlich keiner Biocönose an, sie sind postmortal verfrachtet und selektiv angereichert. In den dickbankigen, dunkelgrauen Kalken mit schwachen Mergelfugen wurden nur ganz vereinzelt Foraminiferen gefunden. Die Bankmächtigkeit dieser Kalke beträgt 0,50 - 3 m. Insgesamt dürften die Kalke in unserem Gebiet etwa bis 200 m Mächtigkeit erreichen. Es ist aber zu berücksichtigen, daß das stratigraphische Auflager nicht mehr erhalten ist. Teilweise gehen die gebankten Kalke in massige Kalke über, die dann Foraminiferen, große Rudisten (bis 30 cm Längserstreckung), Schnecken und Muscheln enthalten.

Die Konglomerate treten in verschiedenen Niveaus der Kalkfazies auf. Im weiter westlich anschließenden Gebiet wurde diese Serie in weit größerer Mächtigkeit beobachtet. Sie ist dort in der unteren Hälfte kalkig, im oberen Teil mergelig und wird von G. C. SCHMIDT (1962, S. 53) als "Çona Formation" bezeichnet, und er gibt eine ungefähre Mächtigkeit von 600 m an. Sie ist am "Locus typicus" bereits wesentlich feinkörniger als im Arbeitsgebiet entwickelt. Entsprechende Mächtigkeiten beschreiben P. G. TEMPLE und L. J. PERRY (1962, S. 1606) auch östlich des Amanos.

2.3.3 Fauna

Eine Mikroprobe südlich Çanakçılar (900 m NN)
ergab (Proben Nr. 23930):

Orbitoides media d'ARCH.
Siderolites calcitrapoides LAM
Globigerina cretacea d'ORB.
Gümbelina globulosa (EHR.)
Globotruncana?

Oberkreide (Maastricht), det. C. OZTEMÜR

Im Mercimegintal, südlich Abuzalar:

Orbitoides media d'ARCH.
Siderolites calcitrapoides LAM.
Omphalocyclus sp.
Globotruncana sp.
Globigerina sp.
Textularia

Maastricht, det. Ö. AKSOY

Eine weitere Probe südlich Abuzalar (aus konglomera-
tischem Kalk) lieferte:

Loftusia sp.
Orbitoides media (d'ARCH.)
Siderolites sp.
Omphalocyclus?

Maastricht, det. E. SIREL

Etwa dieselbe Fauna ergab sich bei Kinalıçınar
(im Bachbett nördlich der Straße nach Raziylar):

Orbitoides media (d'ARCH.)
Orbitoides sp.
Omphalocyclus macroporus (LAM.)
Siderolites sp.
Loftusia sp.

Maastricht, det. E. SIREL

Ein Rudist von Kinalıçınar wurde als

Radiolites? (Turon-Maastricht)

von N. KARACABEY bestimmt.

Ältere fossilführenden Schichten als Oberkreide wur-
den am Südlichen Serpentinkomplex nicht gefunden. Maastricht

lagert am Südlichen Serpentinkomplex transgressiv über Serpentin und verschiedenen Ophiolitderivaten, die auch aufgearbeitet in Maastrichtkalken und -Konglomeraten vorkommen. An der Klamm 1 km östlich Catalmazi (die am besten über den Forstweg von Abuzalar aus erreicht wird) liegen die Maastrichtkalke als sattelförmige Hülle über einem diapirartigem Ophiolit. Die südliche Sattelflanke fällt steil unter Serpentin ein. Da der überlagernde Serpentin aber gebankt ist und ebenso streicht, wie der unter ihn tauchende Kalk, ist eine spätere rein tektonische Überprägung als Ursache für die Lagerungsverhältnisse anzunehmen. Eine Aufbeulung der Kalke durch später intrudierte Serpentine scheidet aus, da der Kalk Gerölle des Serpentinus enthält. (vgl. Abb.4, S. 25).

2.3.4 Zur Faziesbildung

Während der gesamten Maastricht-Sedimentation herrschten erhebliche Reliefunterschiede. Verzahnungen von Konglomeraten und Kalken erfolgen auf engstem Raum. Blockbreccien sind an der Basis (bei Kinalicinar) verbreitet. Die Geröllführung der Konglomerate beweist, daß zumindest Teile der Serpentinkomplexe im Abtragungsbereich lagen. Die Faunenansammlungen sprechen für litorale Beeinflußung.

2.3.5 Maastricht am Nördlichen Serpentinkomplex

Am W-Rand des Serpentinus sind nur örtlich bis 8 m mächtige Mergel mit Maastrichtfauna bei Karacaören und westlich Burkacli vorhanden. Diese Mergel liegen in Vertiefungen des "Kontaktkalkes".

Östlich Karacaören (580 m NN) ergab eine Mikroprobe aus grauen Mergeln:

- Ammodiscus* sp.
- Haplophragmoides* sp.
- Lingulina* sp.
- Dentalina* sp.
- Saracenaria* sp.
- Ostracodes* sp.
- Plectina watersi* CUSH.
- Pleurostomella torta* CUSH.

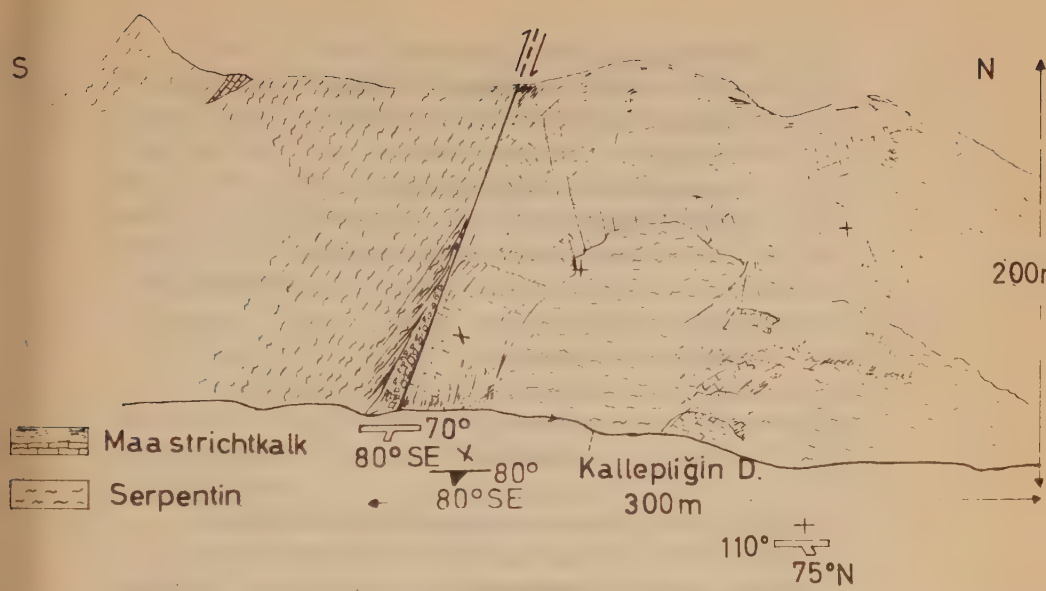
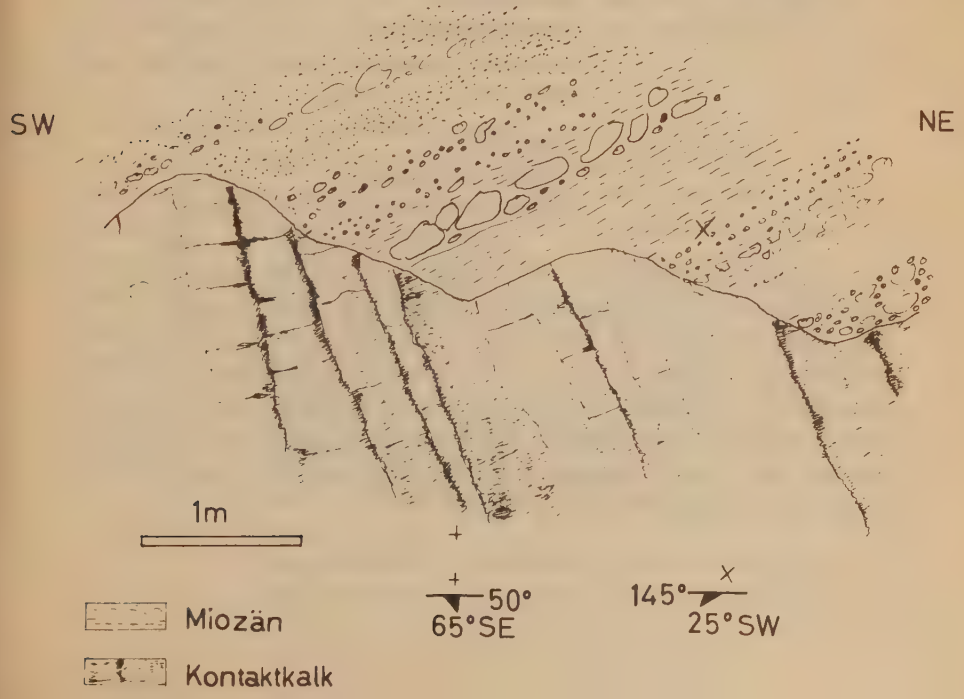


Abb. 4: Aufschiebung von Serpentin auf Maastricht-Kalke in der Kallepligin Schlucht

Abb. 5: Schlucht 1,5 km östlich Kokarpinar (ca. 650 m NN): Diskordante Ablagerung miozäner Konglomerate auf karbonatisiertem Serpentin



Nodosaria monile HAGENOW.
Lagena sulcat a WALKER - JACOB
Clavulinoides trilatere CUSH.
Palmula cf. *rugosa* D'ORB.
Globotruncana stuarti Lap.
Globotruncana spp.

Maastricht, det. B. SÜZERI

Eine weitere Probe vom selben Ort zeigte ebenfalls eine reiche, ausgeschlammte Fauna:

Benthos: *Ammodiscus*
Gaudryina
Dorothia
Plectina
Clavulinoides
Marsonnella oxycona (REUSS)
Lenticulina
Vaginulina
Ramulina
Buliminella laevis (BEISSEL)
Bolivina incrassata REUSS
Eponides
Pleurostomella
Globorotalites
Cibicides

Plankton: *Heterohelix*
Rugoglobigerina
Globotruncana rosetta (CARSEY)

Maastricht, det. H. HAGN

An Stelle dieser geringmächtigen, stark fossil-führenden Mergel kommen am Taleingang des Üzümlü-Dere auch rote Mergelkalke mit 10-20 m Mächtigkeit vor. Kalkbreccien in diesem Niveau, die eckige Kontaktkalke und Hornsteine enthalten, wechsellagern mit Nummulitenkalken, deren Foraminiferen ausschließlich aus kleinen Formen bestehen. Sie werden deshalb ins Paläozän-Eozän gestellt (vgl. auch WOLFART 1967, S. 112).

Es gibt aber in der Umgebung des Zusammenflusses Marasli Dere - Ülkesizdere Kalkbreccien (10-15 m) mit Brocken bis zu 1/2 m Ø, die mit Rotkalken wechsellagern. Diese Kalke enthalten zum Teil auch Grünsteingerölle. Sie könnten Äquivalente der Maastricht-Konglomerate im S darstellen. Ihre Kontakte zum Serpentin sind auch tektonischer Art und die Oberkreideklastika am Nördlichen Serpentinkomplex wären zumindest südlich des Yapraklikas Tepe vertreten.

Die insgesamt sehr geringe Verbreitung und Mächtigkeit der Oberkreide am Nördlichen Serpentinkomplex steht in krassem Gegensatz zu der Ausbildung der Oberkreide in der Umgebung, z. B. auch östlich des Amanos (vgl. TEMPLE & PERRY, 1962).

Nach den Beobachtungen im S wird mit stärkerer Heraushebung und primär geringerer Sedimentation bis zum Auskeilen des Maastrichts gegen das Gebirge gerechnet. Hinweise auf starke Abtragung des Maastrichts wurden nicht gefunden. Dagegen haben gerade in diesem Gebiet die "Kontaktkalke" ihre Hauptverbreitung. Ohne klastische Sedimentzufuhr müßten sie durch kalkhaltige, descendente Wässer an der Oberfläche des Serpentin zwischen Maastricht und Cuisien entstanden sein.

2.4 Albitdiabas (Postmaastricht?)

Als Diabasdecke lagert er mit schwacher, aber erkennbarer Kontaktkruste über Konglomeraten und Kalken des Maastricht am Bozluk-Tepe. Er ist im Gebiet Kinalicinar, Catalmazi und Raziylar verbreitet, wurde aber auch weiter im NE (östlich des Kötüagla Tepe) angetroffen. Seine Mächtigkeit dürfte etwa 50 m betragen. Der Diabas ist feinkörnig dicht, meist eng geklüftet und weist eine grau-grüne bis hellgraue Färbung im frischen Bruch auf, die Anlauffarben sind rötlich. Man könnte ihn leicht mit einem feinkörnigen Quarzit verwechseln.

Die Dünnschliffuntersuchung (Probe-Nr. 55180) vom Bozluk Tepe ergab:

Albit-Diabas, bestehend aus zahlreichen
Albitkristallen, die eine ophitische Tex-

tur bilden; die Zwischenräume dieses Netzwerkes werden ausgefüllt mit Hornblende (Aktinolit), Epidot und access. sekundärem Quarz. Altersmäßig und nach ihrer Zusammensetzung dürften Gänge, die Gabbros, Albitdiorit und Maastricht durchschlagen, diesem Diabas angehören. Aufgrund des flächenmäßig großen Diabasvorkommens wird ein oberflächlicher Erguß angenommen. Nur in der Klamm östlich Raziylar wurden tuffige Lagen an der Basis einer gröberkristallinen Variante des Diabases gefunden.

Hangendes: Diabas

- | | |
|---|---|
| 4 | 2 m Breccie, in tuffigen Lagen, Brocken des Diabas nach unten übergehend in |
| 3 | 10 m Konglomerat, rot und grün, Grünsteingerölle, Kalke, zahlreiche Foraminiferen, Bruchstücke von Rudisten und Schnecken (Maastricht). |
| 2 | 25 m rote und grüne sandige Schiefer |
| 1 | 20 m Konglomerat, wie Schicht 3 |
- Liegendes: oben helle, mergelige Kalke
nach unten dunkel und kompakt werdend.

Wahrscheinlich gehört mindestens ein Teil der Spilite am südlichen und nördlichen Rand des Südlichen Serpentin-komplexes altersmäßig bereits zu diesen Diabasergüssen, da in ihren Kontaktkeulen nirgends Eozänalter nachgewiesen wurde (vgl. auch Spilite S. 37).

Ohne heißen Kontakt und mit großen Basalteinschlüssen liegt Oberlutet bei Kuşçu über einem Basalt. Der Schriff Nr. 56939 vom Verbindungsweg Bülke-Kuşçu zeigt folgendes Bild:

Augit-Olivin-Basalt mit hemikristalliner porphyrischer Textur. Völlig iddingsitisierter Olivin und einige Augit-Einsprenglinge liegen in einer Grundmasse bestehend aus Glasbasis mit Labradoritmikroliten und access. Magnetitkörnern. Der Basalt enthält außerdem große mit Kalzit gefüllte Hohlräume.

Außer diesem Basalt bei Kuşçu könnten auf Grund petrologischer Analogie altersmäßig hier eingeordnet werden die Diabase innerhalb der Radiolarit-Serie (z. B. am Hartlap-Tepe), der Basalt nördlich Haruniye und der große Basalt östlich Karacaören.

Insgesamt zeichnet sich also ein starker extrusiver Magmatismus gegen Ende der Oberkreide ab, der sich auch noch im Obereozän-Oligozän fortsetzt.

2.5 Paläogen

Verbesserung zur geologischen Karte 1:500.000: Auf der Geologischen Übersichtskarte der Türkei 1:500.000, Blatt Hatay, ist das in Resten vorhandene Eozän nördlich der Miozänbucht überhaupt nicht eingetragen. Im S ist Eozän dort eingezeichnet, wo Kreide vorliegt, und die als Kreidekalke eingetragenen Bildungen erwiesen sich als Eozän.

2.5.1 Paläozän

Die ältesten fossilführenden Bildungen dieser Epoche wurden nordöstlich Karacaören gefunden. Hier liegen konglomeratische Kalksandsteine paläozänen Alters über den "Kontaktkalken" und Maastrichtmergeln.

Die Probe wurde durch H. HAGN, München, bearbeitet und ergab:

Fasciolites, z. T. floskulinisiert
F. cf. canavarii (CHECCHIA-RISPOLI)

Fasciolites sp.

Fasciolites (Glomalveolina) sp.

Orbitolites

Milioliden

Nummulites

Rotorbinella

Echinodermenreste

Die Alveolinen ("Fasciolites" der heutigen Nomenklatur) sind stark abgerollt und zerbrochen, wodurch ihre Bestimmung stark erschwert wird. Außerdem sind die meisten Schnitte nicht zentriert.

Für das Alter wird höchstes Paläozän bis tieferes Eozän angegeben. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um

Unteres Cuisien (Oberstes Paläozän).

Bei Karacaören erreichen diese Kalksandsteine und Konglomerate nur einige Meter Mächtigkeit. An klastischen Komponenten sind Grünsteine, Hornsteinbruchstücke, Kalke und Gerölle eines rötlichen Radiolarits zu erkennen. Am Zusammenfluß von Marasli- und Ülkesiz-Dere sind flysch-ähnliche, gradierte Sandsteinbänke in Wechsellagerung mit hellen Kalkbänken mit etwa 10-20 m Mächtigkeit vorhanden. Die gradierten Bänke haben charakteristische Sohlvertiefungen bis mehrere cm Tiefe. Diese grobkörnigen Sohlpartien enthalten besonders viele Foraminiferen, die postmortal verfrachtet und mit anderem klastischen Material bankweise angereichert wurden.

Die gradierten, grünlichen Bänke enthalten Ophiolit-Gerölle bis 10 cm Durchmesser. Innerhalb einer dünnbankigen (5-10 cm) Wechsellagerungsfolge schalten sich bei 610 m NN bis zu 3 m mächtige Konglomerate ein, mit Blöcken von älteren Kalken und Grünsteinen (besonders Albit-Diorit) bis Kubikmetergröße.

Eine Probe aus dieser Serie ergab:

Discocyclina sp.

Alveolina sp. (floskulinisiert)

Assilina sp.

Operculina sp.

Rotalidae

vermutlich: Alteoazän, det. ÖSZAN AKSOY

Mergelige Schichten, die in diesem paläozän-alt-eozänen Niveau liegen, enthalten kohlige Pflanzenreste.

Im allgemeinen sind alle diese Bildungen nur in geringer Mächtigkeit über serpentinisierten Kalken erhalten.

Eine übergreifende Auflagerung über Maastrichtmergeln und "Kontaktkalken" ist nordöstlich Karacaören erschlossen. An anderen Stellen wird die Diskordanz lediglich durch die Geröllführung angedeutet.

Am Yapraklikas Tepe gehen die "Kontaktkalke" ganz allmählich über in fossilführende Rotkalke, die bereits dem Untereozän angehören mögen (kleine Nummulitenformen). Das geringmächtige Paäozän wurde in der Kartierung nicht vom Eozän abgetrennt.

Im Vilayet Konya wird von O. MONOD und J. SIGAL (1966, S. 2323) Paläozän zwischen Maastricht und Ypresien-Lutet angegeben. Das Paläozän zeigt dort in einer speziellen Biofazies engere Verwandtschaftsbeziehungen zum Vorderen Orient als zu den Dinariden-Helleniden.

2.5.2 Eozän

2.5.2.1 Verbreitung, Mächtigkeit

Das Eozän ist in drei größeren Vorkommen verbreitet.

1. Im S baut es den Hacidag auf und zieht etwa bis zur Ortschaft Kizildere. Hier wird es von Störungen abgeschnitten. Es müßte aber in Bohrungen im Bereich der miozänen Bucht unter der östlichen Mergelfazies angetroffen werden.
2. Das Gebiet zwischen den Ortschaften Burkacli, Karacaören und Yeniköy zeigt einige durch Störungen und Erosion zerstückelte Vorkommen.
3. Die Kalkscholle westlich Elbeyli.

Als Normalprofil kann ein Profil angegeben werden, das von Kaipak über den Hacidag nach Canakcilar aufgenommen wurde.

Hangendes: Spilit

100 m dunkle Kalke mit Hornsteinlagen und schwachen Sandsteinbänken

70 m Kalksandsteine, überwiegend Grünsteinklastika

ca. 100 m dünngeschichtete Mergel, grün-grau, mit Sandstein- und Siltzwischenlagen, z. T. mit Schrägschichtungsmerkmalen

Liegendes: dunkle und grünlichgraue Kalke (Bänke und Blöcke) in Grünstein eingewickelt. Bänke bis 20 cm völlig marmorisiert und von feinen Grünsteinanteilen durchflossen

Die höchste Mächtigkeit beträgt am Hacidag etwa 300 m. Dieser Wert wird auch von G. C. SCHMIDT (1962) für den Gavurkale Limestone (Middle Eocene) für dieses Vorkommen angegeben. Im Kalecikktal ist zu berücksichtigen, daß tiefere, mergelige Anteile des Eozäns durch das Eindringen von Keratophyren eventuell abgetrennt wurden. Dafür gibt es verschiedene Hinweise. Vor allem fehlt in der Basislage des Eozäns an der Kalecikklamm jeglicher klastischer Serpentinanteil.

2.5.2.2 Ausbildung

Im liegenden Teil sind flyschähnliche, rötliche Kalksandsteinbänke häufig. Daneben treten örtlich auch mächtige Mergel auf.

In der Kalecikschlucht ist westlich des Karatepe folgendes Profil erschlossen:

Hangendes: dünnbankige Kalke mit Sandstein

2,5 m dickbankiger, rötlicher

Sandstein, feinkörnig,

voller Foraminiferen

20 m grüner, eben gebankter

mittelkörniger Sandstein,

Bänke 0,2 m

Liegendes: ca. 50 m graue, gelbe Mergel-

kalke, mit bis zu 10 cm dicken

Sandsteinbänken. Im Meterbe-

reich mit Amplituden bis 70 cm

synsedimentär gewellt.

Im oberen Teil des Eozäns schalten sich Hornsteinknollen und -lagen ein, die als Leisten herauswittern. Die großen Foraminiferen treten bevorzugt in gradiert geschütteten Kalksandsteinen mit gröber klastischen Komponenten auf. Die Fossilführung läßt sich also gewissermaßen an der Körnigkeit der verwitterten Oberfläche abtasten.

An der Kalecikklamm und am Hügel südlich des Gavurkale liegen riesige eozäne Kalkblöcke und Kalkbreccien unsortiert mit scharfkantigen Hornsteinen innerhalb der gebankten Kalke. Vielleicht wurden diese Bildungen durch Bo-

denunruhen im Zusammenhang mit dem Spilitmagmatismus verursacht.

Die Eozänkalke im Süden zeigen eine helle, z. T. rötliche Verwitterungsfarbe. Sie brechen muschelrig, sind spröde, und der frische Anschlag ist dunkelgrau. Die Bankmächtigkeiten liegen meist zwischen 10 und 20 cm. Bei stärkerem Mergelanteil zeigen die Kalke grobstengelige bis griffelige Absonderung. Die Kalke bei Elbeyli sind auch im Bruch hell bis ocker und marmorartig körnig. Die Großforaminiferen lassen hier keinerlei schichtige Anordnung erkennen. Zusammen mit Foraminiferen treten große, nicht näher bestimmte Schnecken nestartig gehäuft auf.

2.5.2.3 Fauna

2.5.2.3.1 Haçidag

Eine Probe an der Kalecikklamm, östlich Gavurkale ergab:

Nummulites sp. (kleine Formen)

Discocyclina sp.

Alveolina sp.

Assilina sp.

Sphaerogypsina sp.

Alt- bis Mitteleozän, det. ÜZCAN AKSOY

In einer weiteren Probe oberhalb der Ortschaft Kirikliköy wurden gefunden:

Alveolina

Nummulites sp.

Discocyclina

Assilina cf. *granulosa* d'ARCHIAC

Lutet, vermutlich Altlutet, det. YUNUS PEKMEK

2.5.2.3.2 Karacaören

Höhenweg östlich Karacaören (580 m NN)

Alveolina

Operculina

Nummulites lucasi d'ARCHIAC

Assilina cf. *granulosa* d'ARCHIAC

Altlutet, det. YUNUS PEKMEK

Nach WOLFART (1967, S. 114) ist Assilina granulosa auch in Syrien und im Libanon für den unteren Abschnitt des Lutet bezeichnend.

2.5.2.3.3 Elbeyli

weg Elbeyli-Yumru Pepe (350 m NN):

Nummulites irregularis DESHAYES

Nummulites millecaput BOUBÉE

Assilina exponens SOWERBY

Discocyclina

Asterocyclina

Miliolidae

Lutet, det. YUNUS PEKMEK

Nummulites irregularis wird von WOLFART (1967, S. 114) bereits selten aus dem Yprésien genannt; besonders tritt N. irregularis in Syrien aber im Unteren Lutet auf.

Vom gleichen Ort wurden ferner bestimmt:

Nummulites globulus LEYMERIE

Assilina exponens SOWERBY

Assilina granulosa d'ARCHIAC

Amphistegina

Alveolina

Discocyclina

Lutet, vermutlich Altlutet, det. YUNUS

PEKMEK

Eine weitere Untersuchung dieser Kalke in 2 Dünnschliffen durch Prof. Dr. H. HAGEN erbrachte Oberlutetalter:

1. Dünnschliff:

Sandschaler

Fasciolites

Milioliden

Orbitolites cf. complanatus LAM.

Nummulites

Pararotalia

Pseudogypsina multififormis TRAUTH.

Echinodermenreste

2. Dünnschliff:

Haddonina heissigi HAGN

Orbitolites

Milioliden (Quinqueloculina und Spiroloculina)

Nubecularia

Nummulites, u. a. N. millecaput BOUBÉE

Pararotalia

Carpenteria

Discocyclus

Gypsina linearis (HANZAWA)

Bryozoen

Echinodermenreste

Rotalgen (Corallinaceen)

Crustaceenreste

2.5.2.4 Ökologische Aussagen

Vom Sediment her sind die Nummulitenkalke als off-shore-Bildung anzusprechen. Für Haddonina heissigi HAGN wird von HAGN (1968, S. 40) auch "vollmarines Milieu" angegeben. Für Aussagen über die Wassertiefe scheint die Besiedlungsgemeinschaft von Haddonina heissigi HAGN und Gypsina linearis HANZAWA zusammen mit Corallinaceen in der letzten Dünnschliffprobe besonders wichtig, da die Rotalgen für ihre Photosynthese Sonnenlicht benötigen und kaum in einer größeren Tiefe als 50 m gelebt haben.

Das Riesenwachstum (z. B. von Nummulites millecaput BOUBÉE) spricht für optimale Klimaverhältnisse (vgl. HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 259) in einer kalkreichen tropischen See.

2.5.2.5 Paläogeographische Folgerungen

Die am Ende der Oberkreide sich heraushebenden Serpentine wurden vom Lutetmeer gleichmäßig überflutet. Außer im Paläozän und im unteren Eozän sind keine Hinweise auf stärkere Reliefverhältnisse gegeben. Die Heraushebung war durch Abtragung (z. T. Abgleitung) und Sedimentation ausgeglichen worden. Eine Riesenbreccie im Hangenden der Nummulitenkalke wird auf neue Bodenunruhen zurückgeführt.

WOLFART (1967, Abb. 26) deutet in der Paläogeographie des Alttertiärs den nördlichen Amanos als Abtragungsgebiet. Dafür gibt es in unserem Gebiet keine zwingenden Gründe. Es ist vielmehr eine zusammenhängende Verbindung mit dem Eozän östlich des Amanos anzunehmen, da die nachweisbar vom Eozän überfluteten Gebiete z. T. heute höher liegen (Haçidag über 1400 m NN) als beispielsweise der Amanospaß bei Fevzipasa (1150 m NN). Hier soll betont werden, daß der Amanos nicht als ausgesprochenes Hochgebiet in Erscheinung trat.

2.5.3 Spilite (Postlutet - Oligozän)

2.5.3.1 Stratigraphische Stellung

Die stratigraphische Stellung des Spilites kann nur östlich des Hacidag eingeengt werden. Hier liegt der Spilit einwandfrei über Eozänkalcken, die an der Grenzfläche charakteristische Kontakterscheinungen mit rötlichen Verfärbungen zeigen. Eozänkalke und Eozänbreccien werden von Handstück- bis Blockgröße von rotschiefrigem und basaltähnlichem Material wie Augen eingeschlossen. Im Hangenden wurde der Spilit, ebenso wie das Eozän, von einer intensiven Verwitterung abgetragen. Nördlich des Kalecik fehlt der Spilit bereits ganz und das eozäne Unterlager ist nur noch in stark reduzierter Mächtigkeit vorhanden.

Reliefausgleichend liegt über dem Spilit das miozäne Serpentinkonglomerat. Rötliche, feinkörnige Sandsteinbänke bilden das Liegende in rinnenartigen Vertiefungen. Darüber folgen übergreifend aufgearbeitete Gerölle und Blöcke des Keratophyrspilites schichtparallel eingelagert in die Konglomeratserie.

2.5.3.2 Ausbildung, Mächtigkeit, Verbreitung

Es handelt sich um ein grauschwarzes, basaltähnliches Gestein, z. T. mit porphyrischer Textur. Manchmal herrscht eine intensive Rotfärbung vor (z. B. Mercimegintal), die wohl durch den Limonitgehalt verursacht wird.

Die Dünnschliffuntersuchung (Nr. 55176) vom Bagyeri Sr. südlich Raziylar ergab: Spilit; Albiteinsprenglinge, einige Augiteinsprenglinge und Limonitpseudomorphosen liegen in einer Grundmasse bestehend aus Glas, Albitmikroliten, access. Magnetit, und die Zwischenräume sind mit Serizit ausgefüllt.

Eine ältere Untersuchung (LEBKÜCHNER 1960, Nr. 33421) zeigte etwa dieselben Komponenten, und das Gestein wurde als Natronkeratophyrspilit angesprochen.

Die maximal noch erhaltene Mächtigkeit beträgt nord-östlich des Haçıdag etwa 625 m. Bankung ist insbesondere im Hangenden Teil gut zu erkennen, wo auch lagenweise Pillows auftreten und eine subaquatische Entstehung andeuten.

Außer dem erwähnten Vorkommen sind Spilite am nördlichen und westlichen Rand des südlichen Serpentin-Komplexes vorhanden. Dabei sind jeweils Kontakterscheinungen an benachbarten älteren Kalken (Kreide) zu beobachten. Diese Kontakte unterscheiden sich durch ihre stärkere Intensität deutlich von jenen der jüngeren Basalte. Im Mercimegımtal liegt ein Spilit direkt über Serpentin. Diese übrigen Spilite gehören altersmäßig wahrscheinlich zu einigen größeren Basaltvorkommen weiter im Norden, die ohne heißen Kontakt unter Eozänkalken liegen (vgl. Albitdiabas).

2.6 Neogen

2.6.1 Erforschungsgeschichte

Nach älteren großräumigen Untersuchungen im Neogen (AINSWORTH 1830, BLANCKENHORN 1891 u. a.) führt FRECH (1916) erste Detailaufnahmen in unserem Gebiet durch. Es folgen DUBERTRET (1933, 1937) im südlichen Amanos und LÜTFIYE ERÜNAL-ERENTÜZ (1956, 1958) mit ihrer vergleichenden Studie der neogenen Becken der Türkei. Z. TERNEK (1953, 1957) berichtet aus dem westlichen Adanabecken und G. C. SCHMIDT (1962) gibt eine stratigraphische Übersicht über das Adanagebiet.

Schließlich wurden noch einige geologische Aufnahmen vom MTA-Institut durchgeführt, über welche kurze Rapports in Ankara vorliegen. Diese Rapports liegen als unveröffentlichte Arbeiten im Archiv des MTA-Institutes, sie werden bei wichtigen Befunden zitiert und sind am Schluß der Arbeit gesondert aufgeführt. Allgemein muß zum Neogen bemerkt werden, daß es sich um eine geochronologische Einheit handelt, die nach lokaler Lithostratigraphie mit stark faziesabhängigem Fossilinhalt gegliedert wird; weltweite biostratigraphische Zeitmarken werden dringend gesucht (G. LÜTTIG, 1968, S. 592).

2.6.2 Burdigal (?)

Bis ins mittlere Miozän dauerte eine Regressionsphase mit intensiver Abtragung und Zerstückelung des Eozäns und dessen Unterlager. Das Eozän wurde insbesondere im N stark erodiert und fehlt bis auf die große, von Störungen begrenzte Scholle bei Elbeyli, völlig. Das stark zertalte Unterlager mit Höhenunterschieden bis zu einigen hundert Metern kann in den Tälern östlich der Straße Yarbasi - Yeniköy an der Basis des Kalkkonglomerats und am E-Rand der Miozänverbreitung beobachtet werden. Diese fossile Erosionslandschaft hat keinen erkennbaren Einfluß auf die Faziesausbildung im Miozän, da die Reliefunterschiede offenbar zu gering waren.

Die ältesten Zeugen der beginnenden Transgression finden sich im NW im Bereich des Ceyhan. Etwas weiter nördlich gibt L. ERÜNAL-ERENTÖZ (1956) eine nach NE streichende, von Adana über Maraş und Malatya ziehende, burdigale Tiefrinne an. Entsprechende Faunen wurden in riffoiden Kalcken an der Basis des Miozäns gefunden. Örtlich liegen unter diesen Kalcken reliefausgleichende Grünstein- und Kalkgerölle führende Konglomerate bis etwa 30 m Mächtigkeit (bei Bülke). Darüber folgen dann mergelige Riffkalke (-20 m). Nördlich des Ceyhan beträgt die Mächtigkeit des Basiskonglomerats kaum mehr als 1-2 m. Die Matrix ist bereits kalkig, nach oben zu fehlen die klastischen Komponenten mehr und mehr. Die Kalke werden hier etwa 20-30 m mächtig und gri-

fen diskordant über Serpentin, Radiolarite, Diabas und Eozän. Nördlich des Ceyhan bildet diese Transgressionserie eine deutliche Steilkante (=Schichtrippe). Darüber folgen grüne und graue Mergel, Mergelkalke und Silte, welche bereits dem oberen Miozän zuzuordnen sind.

Südlich des Kamiçli Tepe (2,5 km westlich Elbeyli) liegen in den Riffkalken große Korallenstöcke nebeneinander mit einem Durchmesser von 50-60 cm. Im Hangenden folgen Konglomerate und mergelige Flaserkalke. Seitlich schließen reine, bis 1/2 m mächtige Gastropoden-Breccien an, daneben kommen auch sehr viele Muscheln in Lebensstellung und große Echinodermen, meist in mergelig-siltigen Kalken vor. Nördlich Bülke tritt an einer Stelle Pinna sp. gehäuft auf, daneben andere Muscheln und auch Schnecken als dickschalige Individuen mit erheblichem Größenwachstum (Muschellängs-Erstreckung bis 10 cm). Flachmeercharakter und die Nähe der Küste sind also vielfach angedeutet.

Das patch-reef wächst stellenweise (nordwestlich Bülke) mit nahezu senkrechter Faziesgrenze neben Mergel mit Schillbänken. Die Basis der Riffkalke bilden häufig bis kopfgroße Gabbro-, Radiolarit-, Rotkalk- und Compressivekalk-Gerölle. Sie zeigen eine Erosionsphase vor der Riffbildung an. Die Mergel mit den zwischengelagerten Schillbänken sind z. T. gekappt. Die erosive Basis läßt sich nicht genau angeben, da die mergelige Unterlage zum Riff hin einsinkt. Die Riffsetzung beträgt größenordnungsmäßig bei einem 20 m mächtigem, flachen Riff etwa 1-2 m.

Eine Probe aus diesen Kalken östlich Bülke ergab:

Neoveolina melocurdica REICHEL

Operculina sp.

Amphistegina sp.

Miliolidae

Altmiozän, vermutlich Burdigal

det. ÖZCAN AKSOY

2.6.3 Mittleres und Oberes Miozän

2.6.3.1 Überblick

Im Bereich der quer in den Amanos bei Kizildere eingreifenden Miozänbucht setzte die Überflutung erst zur Vin-dobonzeit ein.

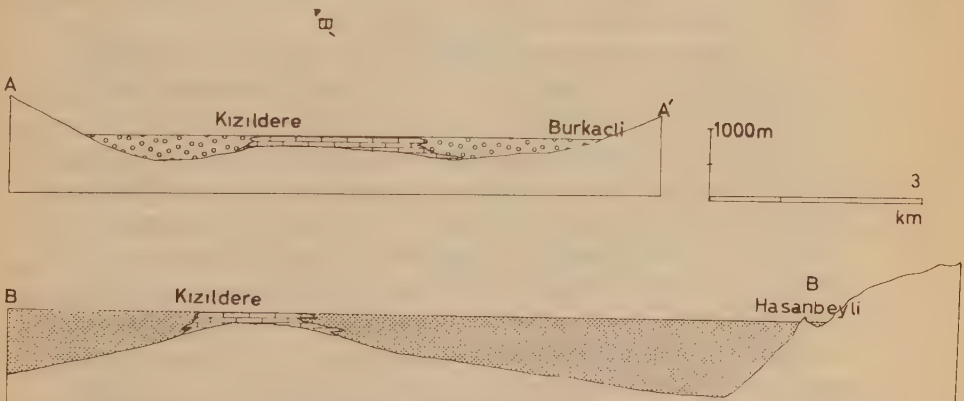
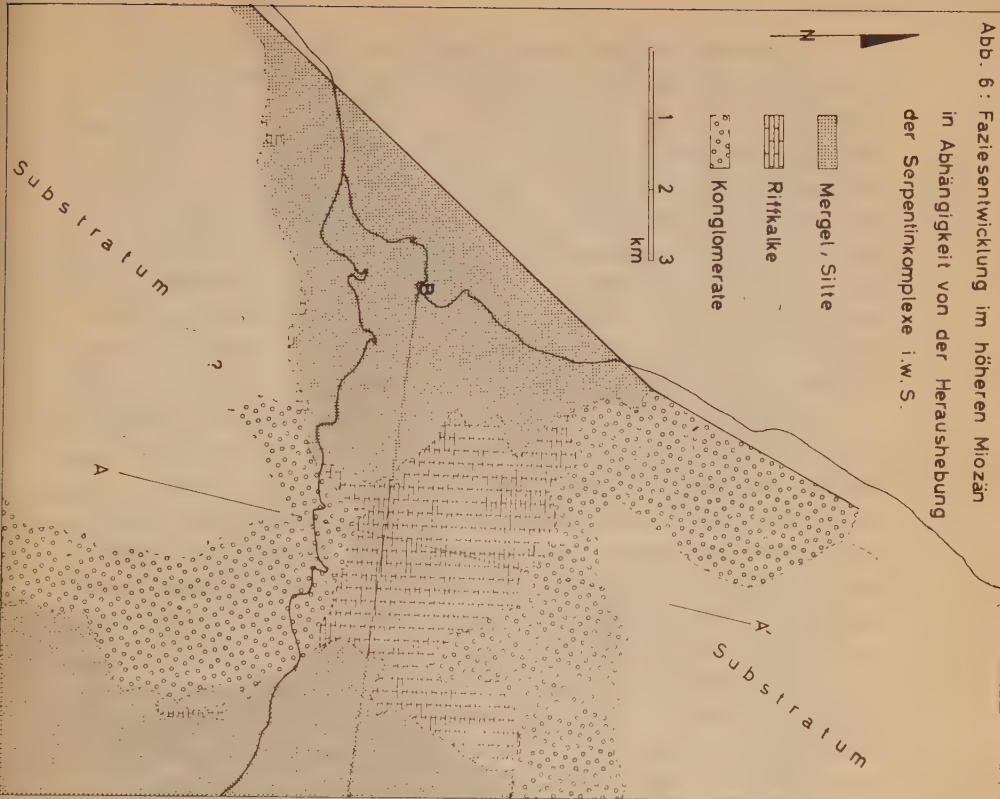
Hier ist eine ganz deutlich gegliederte Faziesausbildung zu beobachten. Die Becken und Schwellen bleiben während der ganzen Zeit im gleichen Raum bestehen. An der Grenze zu den aufsteigenden Serpentinkomplexen werden Konglomerate geschüttet, auf der Verbindungslinie der beiden Schwellen bauen sich Riffkalke auf, die die Konglomeratbereiche völlig trennen. Sowohl beckenwärts wie küstenwärts der Kalkbarriere lagern sich mächtige grüne und graue Mergel und Siltsteine ab (vgl. Abb. 6, S. 41). Die einzelnen litho- und biofaziellen Bereiche werden nacheinander beschrieben.

2.6.3.2 Kalkkonglomerat

Das Kalkkonglomerat ist als südwestliche Umrahmung des Nördlichen Serpentinkomplexes verbreitet. Die Mächtigkeit beträgt 70-100 m, örtlich 150 m. Das Konglomerat streicht hufeisenförmig um den Serpentin. Am Rande wird dabei die Lagerung immer steiler (bis zur überkippten Lagerung südlich Selamlar und in der Schlucht westlich Burkaçlı), direkt über dem Serpentin liegt das Konglomerat tafelförmig auf (Kocatarla Tepe), vgl. Tafel 2.

Als Hauptgeröllkomponenten sind vertreten: serpentinisierter Kalk ("Kontaktkalke"), dunkle Kalk (Comprehensive-Serie), und helle Kalk (Eozän?). Der Kalkanteil beträgt etwa 80 % der klastischen Komponenten, der Rest wird von Basalten und Ophioliten gebildet. Der geringe Verrundungsgrad (teilweise brecciöse Ausbildung) deutet ebenso wie das Material auf geringen Transportweg. Für die Alterseinstufung war wichtig, daß östlich Kokapinar in Feinschotterlagen grobe Anteile von Riffschutt mit Algen, Seeigeln und Korallen vom benachbarten Riff miozänes Alter belegen. Weiterhin sind Faziesübergänge zu miozänen Mergeln bei Taşoluk und bei Ke-lahmetler zu beobachten, dabei keilen die Konglomerate schnell in Mergeln aus.

Abb. 6 : Faziesentwicklung im höheren Miozän
in Abhängigkeit von der Heraushebung
der Serpentin Komplexe i. W. S.



Die Matrix des Konglomerates ist zum Teil kalkig, z. T. mergelig-sandig. Die Bankmächtigkeiten betragen meist 0,2 - 0,5 m, örtlich auch 1 - 2 m. Die Schichtung ist gut ausgeprägt, Schrägschichtungsmerkmale und Rinnen sind selten (Sohlvertiefungen bis etwa 1/2 m). Für die Sedimentation ist ein erhebliches Energieniveau anzunehmen. Die Gerölldurchmesser erreichen maximal etwa 1 m. Die Schüttungen liegen weitflächig, über einer zunächst zertalten, später ebenen, stark abfallenden Böschung. Der Böschungswinkel von 5° ergibt sich durch Vergleich mit den rezent transportierten Geröllen am Rande des Ovasi.

Bemerkenswert ist das Auftreten von kleineren Basaltströmen in diesem Konglomerat. Östlich Selamlar erreicht ein solcher Erguß etwa 5 m Mächtigkeit. Direkt über dem Basalt wechsellagert wenig aufgearbeitetes basaltisches und tuffartiges Material mit Konglomeratschichten. Örtlich werden diese Schichten mit viel und sehr groben basaltischem Material bis 30 m mächtig. Die Durchmesser der Basaltkomponenten liegen nicht selten bei 1 m.

Innerhalb der Basaltdecken selbst steckt auch lagenförmig konglomeratisches Material (nördlich Taşoluk Durağı und in der Schlucht westlich Burkaçlı). Es dürfte sich dabei um Basaltergüsse mit Auswürflingen handeln.

2.6.3.3 Serpentinkonglomerat

Das Serpentinkonglomerat tritt besonders am E-Rand der sich heraushebenden südlichen Serpentinsschwelle auf. Im Bereich des Kalecik beträgt die Mächtigkeit etwa 1400 m, 1,5 km weiter südlich nur mehr die Hälfte. Von der Mobil Exploration Inc. werden maximal etwa 1000 m für das Kaleçikkonglomerat angegeben. Es steht in keiner korrespondierenden Verbindung zum Kalkkonglomerat im N, da es 2 km nördlich seiner maximalen Mächtigkeit gegen miozänen Riffkalk auskeilt. Diese starken Mächtigkeitsschwankungen werden auf ein erhebliches Relief zurückgeführt, das zunächst nivelliert wurde. LEBKÜCHNER (1960) bezeichnet die Serie in seinem etwas weiter südlich liegenden Arbeitsgebiet als "Rote Basiskonglomerate" und gibt eine zwischen 150 und 800 m schwankende Mächtigkeit an.

An der Basis der Konglomerate liegen eozäne Kalkbrocken in den red beds knapp nördlich der Kaleçikklamm. Hier wird auch ein altes N-S streichendes Tal in Eozänkalken von Konglomeraten verfüllt. An der E-Seite des Karatepe im Grenzbereich Konglomerat/Eozänkalken schaltet sich ein dunkelgrauer, mittel- bis grobkörniger Sandstein ein. Er enthält Großforaminiferen, große eckige Brocken von Eozänkalken und feines basaltisches Material.

An der Kaleçik-Klamm wurde, wie im Bereich des Kalkkonglomerates, eine wenige Meter mächtige miozäne Basaltdecke beobachtet. Diese geringmächtigen Basaltströme gerade innerhalb der randlichen Konglomerate sind wohl ein weiterer Hinweis für die beginnende, unterschiedliche Heraushebung der Serpentine und deuten damit verbundenes Aufreißen von tiefen Spalten an.

Im einzelnen baut sich die Folge weit überwiegend aus Grünsteingeröllern bis zu 10 cm Durchmesser auf (südöstlich Kizildere auch aus Spiliten und Basalten bis 0,5 m). Zwischengelagert sind rote Sandstein- und Mergelschichten. Die Bankmächtigkeiten betragen meist 0,5 - 1 m. Die Schichtung ist recht gut ausgeprägt. An der Basis und im Hangenden erreichen reine Konglomeratschüttungen bis 50 m Mächtigkeit. Die Konglomerate sind, ebenso wie das Kalkkonglomerat, sehr standfest und bilden nahezu senkrecht abbrechende Wände an Flüssen und Regenrinnen.

Eine bemerkenswerte Besonderheit innerhalb der Konglomeratserie sind Kieselbildungen. Sie bauen eine markante Bergrippe auf, die südlich des Kaleçik auf 1,5 km Längserstreckung auskartiert wurde. Nach NEBERT (1959, S. 3) findet man solche mächtigen Kieselbildungen in unmittelbarer Nähe neogener Vulkanzentren. Es sind meist wasserhelle bis milchigweiße Kieselbänke bis 30 cm Mächtigkeit. Bei der Verwitterung und beim Anschlagen brechen sie kubisch. Diese reinen Silikatbänke wechsellagern mit grauen Hornsteinkalken, die rötlich verwittern. Zum Teil treten stärker silikatische Lagen als braune Leisten aus den abwitternden Kalkbänken heraus. An der Basis (über dem roten Serpentin Konglomerat) sind die Hornsteinlagen mehr rötlich. Die Hornsteinbänke sind meist synsedimentär gewellt. Die Amplituden mes-

sen etwa 10-20 cm, die Wellenlängen 0,5-1 m. Die Gesamtmächtigkeit dieser Silexschichten beträgt kaum mehr als 20 m.

Für die Alterseinstufung der Serpentinkonglomerate war ihr Anbränden an miozäne Riffkalke (mit Einlagerung miozänen Riffschutttes) und das Transgredieren von fossilführenden klastischen Kalken und Mergeln über die Konglomerate wichtig.

2.6.3.4 Riffkalke

Das Hauptverbreitungsgebiet liegt zwischen den beiden Konglomeratbereichen im N und S (vgl. Abb. 6, S. 41). Es ist dies auch der engste Einschnitt der gesamten miozänen Bucht, weitere Beweise für die hier vorliegende Schwelle sind die geringe Mächtigkeit und die typische Seiwasserfauna innerhalb der Kalke.

Es sind typische patch-reef-Kalke, Schichtung ist meist im Meterbereich durch Mergelverunreinigung zu erkennen. Im frischen Anschlag sind die Kalke hell und körnig. Hauptriffbildner sind Hydrozoen, Algen und Korallen, daneben kommen auch reichlich Seeigel, Gastropoden, Muscheln und z. T. grabende Krebse vor. Die meist von Hydrozoen gebildeten Strukturen findet man fast auf jedem abgewitterten Handstück. Sie können ohne weiteres der Lesesteinkartierung dieser Kalke dienen und sehen aus wie disharmonische Faltungen des Kalkes im cm-Bereich.

Die Riffkalke von Kizildere enthalten überwiegend Hydrozoen aus der Gruppe der Stromatoporidea; sie sind am ehesten noch mit Actinostromaria zu vergleichen, für die jedoch Jura- bis Kreidealter angegeben wird. Algenstrukturen sind seltener. Es handelt sich meist um Formen mit relativ weitstehenden, dichotom verzweigenden Fäden, deren Tuben nicht unterteilt sind (Codiacea, Gruppe um Ortonella und Garwoodia). Für diese Formen wird meist Karbon- bis Triasalter genannt.

Im einzelnen werden diese Kalke jeweils 20-40 m mächtig, dann schalten sich geringer mächtige gelblichgrüne Mergel ein. Dieser Wechsel wiederholt sich vertikal bis zu fünfmal, und es ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit von

bis zu 200 m. Die Mergel werden nach oben mächtiger (bis 40 m) und überwältigen im E die Riffe völlig.

An der Basis der Kalke treten jeweils grau-grüne sandige Mergel und Kalkmergel auf, die sehr gehäuft Muscheln und Schnecken enthalten. Daneben finden sich vereinzelt auch dunkle, dünnbankige bituminöse Kalke (Kocaheyik Tepe, N Kizildere) und graubraune mittelkörnige fossilreiche Sandsteine mit sehr viel Schill (Çuhhalik Tepe).

Zu dem Serpentinkonglomerat im Süden gibt es in der Umgebung von Kizildere Kontakterscheinungen. Offensichtlich ist hier die Konglomeratschüttung an das Riff angebrandet. In der Karte 1:25000 äußert sich diese Erscheinung so, daß dem geschlossenen Riffkomplex im S einzelne isolierte und kleine Riffkalkvorkommen innerhalb der Konglomeratserie vorgelagert sind. Fazielle Übergänge der Rotserie gegen Kalke sind an der Abzweigung des Weges nach der Ortschaft Kizildere auf eine Länge von etwa 200 m erschlossen. Grobe Riffkalkbreccien liegen in roter Schlammstein- und Kalkmatrix (Beşlertepe). Es gibt westlich von Kizildere sowohl größere intakte Riffkalk-Komplexe, daneben aber auch bis mehrere cbm-große Riffkalkbrocken, welche wirr in der Tonstein- und Konglomeratserie liegen. Bemerkenswert erscheint, daß nur Riffschutt im Konglomerat gefunden wurde, die Konglomerate sich aber nicht mit Riffkalcken verzahnen. Die einzelnen kleineren isolierten Kalkvorkommen müßten eigentlich insgesamt als Riffkalkschutt kartiert werden.

Die Kalkbrocken durchschlagen oft mit ihrer Längsachse die Schichtung der Redbed-Folge senkrecht, sind also offenbar in das wenig verfestigte Sediment hereingestürzt. An einer Stelle schneidet die Schichtung eines roten, überwiegend kalkig verbackenen Kalkschutt-komplexes die Schichtung des Konglomerats unter einem spitzen Winkel. Wenn man annimmt, daß das Redbed etwa horizontal abgelagert wurde und dementsprechend zurückkippt, resultiert für die Riffkalkbreccie ein Sedimentationsgefälle von 35° nach Westen. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Konglomeratschüttungen das Wachstum der Riffkalke kaum beeinträchtigen konnten, daß aber bereits geringe Mergelvorstöße die Kalkbildung unterbrechen und sich in Schichtfugen andeuten.

Auch nach mächtigen Mergelseinschaltungen wächst aber das Riff, im gleichen Raum, schnell und auf großer horizontaler Erstreckung weiter. Das Größenwachstum (z. B. der Seeigel und Korallen) zeigt die optimalen Lebensbedingungen eines tropischen Meeres.

Um einen Eindruck von dem Fossilinhalt der Rifffalke und eingeschalteter Mergel zu geben, werden einige Lokalitäten mit Faunenlisten aufgeführt.

Kizildere Köy (Basis der Falke):

Schlechterhaltene, ausgeschlammte Fauna.
Borelis, Milioliden, darunter Quinqueloculina und Triloculina, Dentritina, Elphidium, Florilus, Rotalia, Amonia, Asterigina, dazu Ostrakoden (mehrere Gattungen) sowie Kleingastropoden, Kleinlamellibranchiaten und Reste von Dentalium.
Seichtwasserbildung.
Miozän, det. H. HAGN

Burkaçlı - Cuhlalık Tepe:

Strombus coronatus DEFRANCE (Torton-Altpliozän)
Conus sp.

Mikrofauna:

Amphistegina sp.
Triloculina sp.
Biloculina sp.
? Fabularia sp.
Alveolina sp.
Miliolidae

wahrscheinlich Mittelmiozän, det. ERDOGAN INAL

Kördlich Kizildere, an der Straße Kanlıgecit-Hasanbeyli (640 m NN):

Furritella cf. terebralis LAMARCK
Furritella var. gradata MENKE (in GUILLAUME),
Burdigal-Torton
Natica cf. millepunctata LAMARCK, Helvet
? Pirenella sp.
? Melanopsis (Indet.)
Calliostoma (Indet.)
Dentalium sp.
Barbatia sp. (Lammelibr.), Alt-Mittelmiozän

Mikrofauna:

Alveolina sp.

Notalia sp.

Biloculina sp.

Miliolidae

Ostrakoden: Cytheridea acuminata BOSS., Porton

Kestoleberis tumida

Pyrenocythere sp.

Cytherella sp.

Mittelmiozän, det. ERDOĞAN, 1961

An der Basis der Kalkkalke bei Kizildere wurden vom Verf. in mergeligen Kalken Spuren eines grabenden Krebses gefunden (Crustaceenreste fehlen allerdings).

Tunneleingang am Hamissuyu:

Rhegiostrea (?) sp., Alt-Mittelmiozän,

det. SEVİN TUĞUN

Östlich Kokarpınar erreichen die Seeigel bis 20 cm Durchmesser. Sie können nur als Clypeaster sp. bestimmt werden.

Clypeaster sp., Miozän, det. YOKSEL SÖZGİNER

2.6.3.5 Mergelsilte

2.6.3.5.1 Fazies, Mächtigkeit

Beckenwärts und küstenwärts der Kalke erstrecken sich die Mergel. Sie sind meist gelblichgrün und graugrün, untergeordnet auch rötlich eingefärbt (in der Nähe der Konglomerate). Eingelagert sind Siltbänke, seltener auch feinkörnige Sandsteine, gelbliche Mergelkalke und reine Austernbänke bis zu 0,5 m Mächtigkeit. Die Austern erreichen bis 30 cm Längserstreckung.

Die Schichtung innerhalb der Mergel ist meist gut und ebenflächig, lediglich an der Straße nach Haruniye wurden Sandsteine in Rinnenfazies beobachtet. Die Rinnen werden 5-10 m mächtig und zersägen z. T. diskordant Austernbänke. Die Gesamtmächtigkeit dieser Serie dürfte 1200 m übersteigen, dabei sind die küstenwärts gelegenen Mergel die mächtigeren, liegen aber z. T. bereits außerhalb des Arbeitsgebietes.

Gelegentlich tritt in den Mergeln eine pillowartige Verwitterung auf. Das Ausgangsmaterial ist dabei ein homogener Mergelsilt, der sich scharfflächig kugelig-schalig absondert. Der Durchmesser derartiger Bildungen beträgt etwa 0,5 - 1 m, die Schalen sind einige cm stark. Sie wurden nur an nach S geneigten, vegetationslosen Flächen beobachtet. Der Verfasser nimmt an, daß es sich um eine Isolationsabsonderung handelt.

Bemerkenswert erscheint auch die starke, rezente Erosionswirkung in diesen Mergeln. Auf der Karte 1:25000 kann die Mergelverbreitung auf Grund der tiefen Zertalung und der spitz zulaufenden Höhenlinien ohne weiteres von einer angrenzenden Kalkserie unterschieden werden. Charakteristisch sind flache Böschungswinkel und scharfe Grate an Bergkämmen, die von zwei Seiten rückschreitend erodiert werden.

Die weichen Mergel sind im Hamistal ausgeräumt, so daß ein Tal von über 2 km Breite entstanden ist. Beim Eintritt des Flußes in die Kalke verengt sich das Tal klammartig.

An der Verzahnung der Konglomerate mit Mergeln kommt es auf Grund der unterschiedlichen Setzungen besonders deutlich zu synsedimentären Abschiebungen. Sie gleichen völlig tektonischen Abschiebungen, werden aber im Hangenden nach einigen Metern von einem ungestörten Schichtpaket überlagert. Synthetische und antithetische Abschiebungen synsedimentärer Art sind auch in den Konglomeraten häufig, da sie oft mit mudstone wechsellagern. Ein besonders instruktiver Aufschluß liegt an der Straße westlich der Ortschaft Kizildere (vgl. Abb. 7, S. 49). Diese mehrfach knapp unter der Oberfläche beobachteten, sehr flachen bis horizontalen Störungen könnten eventuell den Entspannungsbewegungen im Sinne WALLRAUCH's (1969, 59. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung) entsprechen. Andererseits wären auch echte, ausklingende tektonische Bewegungen möglich. Die Schichten sind etwa um 40° nach Osten verkippt. Dadurch verläuft eine ehemals vielleicht mit 50° eingeschnittene Rinnenwand nahezu horizontal. Die gesamte Rinne ist etwa 9 m eingetieft. An der Basis der Rinne liegen Konglomerate wechsellagernd mit Mergeln (4 m). Darüber folgen etwa 5 m Schliersande und Konglomerate, die seitlich bereits auf den Rinnenrand übergrei-



Abb. 7: Straße nördlich Kizildere (600m NN), Konglomeratrinne in Mergeln, synsedimentäre (?) Abschiebungen
SS 135/45° NE

fen. Im Hangenden liegt wieder eine Redbedserie, die Horizontalverschiebungen um 1 m zeigt. Es dürfte sich wohl um gravitative Gleitungen, die rinnenparallel etwa unter einem Winkel von 45° erfolgten, handeln. Die Bewegungen klingen in den hangenden Bänken aus, bis sie schließlich ungestört von einer Konglomeratbank überlagert werden. Zuweilen lenken die Störungsflächen kaum bemerkbar in Schichtfugen ein.

Die Basis dieser Mergelserie wird sowohl auf dem südlichen, als auch auf dem nördlichen Blatt von einer wechselnd mächtigen Basiskonglomeratlage gebildet.

Im Kaleçiktal ist die Basal-Grenze der Mergel wie folgt erschlossen:

- | | |
|---------|---|
| 0-20 m | flaserige Kalke mit Algen und Korallen, zwischengelagerte Silte |
| 15-20 m | Kalkkonglomerat, z. T. brecciös, oft gleichkörnig (2-7 cm Ø) |
| 20-25 m | grobklastisches Serpentinkonglomerat |

Die Kalkkonglomeratlage geht z. T. allmählich in die flaserigen Kalke über oder sie fehlt ganz. Darüber folgen dann mächtige, gut geschichtete graue Mergel und feinkörnige Siltsteine, denen nur selten kalkige Bänke eingeschaltet sind. Die Austerbänke sind etwa in der unteren Hälfte verbreitet.

2.6.3.5.2 Fauna

In den beiden Verbreitungsgebieten der Mergel macht sich gegen das Hangende eine zunehmende Aussüßung bemerkbar. Damit verbunden ist vermehrtes Auftreten von Pflanzenresten und Ostracoden. Etwas weiter im S kommt es zur Bildung von Braunkohlenflözen (LEBKUCHNER 1960). Da aber diese Aussüßungserscheinungen sich einerseits bis an den Rand des Amanosgebirges bei Hasanbeyli, andererseits aber auch weiter westlich der Kalkbarriere in den beckenwärts gelegenen Mergeln zeigen, kann die Aussüßung nicht die Folge einer allmählichen Einengung der schlauchartigen Verbindung zum freien Meer (LEBKUCHNER 1960) sein, sondern sie beruht auf der sich ankündigenden letzten Regression und einer allgemeinen Heraushebung. Die dabei nur selten auf-

tretenden Pflanzenreste und der steile Uferbereich (vgl. Kapitel 2.6.3.6 Paläogeographie) sind wenig indikativ für die Braunkohlenprospektion.

Eine Probe vom Kabak Tepe (480 m NN) westlich Kizildere ergab:

Deckel von *Bulimus* (*Bithynia auctorum*),
det. Dr. H. K. ZÜBELEIN

Weiter wurden zahlreiche Kleingastropoden gefunden. Eine genaue Altersangabe ist nicht möglich, es handelt sich aber um limnische Formen.

Eine weitere Probe vom Gültepe (östlich Kizildere, 700 m NN) zeigte überwiegend Ostracoden:

Cyprideis pannonica (MÉHES), dazu seltener *Neomonoceratina* sp., reichlich die Foraminifere *Ammonia beccarii* (L.) s.l., dazu Kleingastropoden. Die Ostracoden determinierte Dr. W. OHMERT, München. Nach freundlicher Mitteilung durch Herrn Prof. H. HAGN, handelt es sich wohl um oberstes Miozän, da *C. pannonica* in neuerer Zeit aus dem Messiniano beschrieben wurde.

Von MERAL ERKAN wurde vom gleichen Ort Obersarmat-Altplozän-Alter auf Grund folgender Fauna angegeben:

Cyprideis sp.
Cytheridea cf. *acuminata* (BOSQUET)
Rotalia sp.
Gastropodendeckel

außerdem wird brackische Fazies erwähnt.

Westlich Haruniye, an der Ortschaft Akdere (260 m NN) ergab sich eine reiche, ausgeschlammte Foraminiferen-Fauna, einige Gehäuse sind allerdings stark verdrückt.

Benthos: *Robulus*
Marginulinopsis
Uvigerina
Hopkinsina
Gyroidina
Siphonina
Anomalinoides
Planulina
Cibicides

Plankton: *Orbulina* (stark verdrückt)

Globigerina, darunter die Arten

G. bulloides D'ORB.,

G. cf. apertura CUSH., *G. uvula*
(EHRENB.)

Globigerinoides trilobus (REUSS)

und *G. cf. immaturus* LEROY.

Die *Globigerina*-, bzw. *Globigeri-*
noides-Arten bestimmte Dipl.-Geol.

F. HUG, München.

Das Auftreten von *Orbulinen* weist nach Mitteilung von Prof. HAGN auf *postaquitanes* Alter hin. Da Hinweise auf ein *Pliozän*-Alter fehlen, ist der Zeitbereich auf *Mittel-* bis *Obermiozän* einzuengen. Von der gleichen Lokalität wurden in *Ankara* durch

BILER SÖZERI bestimmt:

Robulus sp.

Uvigerina sp.

Siphonodosaria sp.

Cibicides pseudoungarianus CUSH.

Globigerina sp.

Cassidulinoides sp.?

Gyroidina sp.

Bolivina sp.

Altersangabe: *Miozän*

2.6.3.6 Paläogeographie

Gegen das Ende des *Miozäns* kündigt sich die *Regression* durch zunehmende Aussüßung an. Reste dieser limnischen Bildungen sind erhalten über den beckenwärtigen Mergeln, aber auch über den Mergeln ganz im E am Rand des *Amanosgebirges*, wo die *Comprehensive-Kalke* steil und inselartig herausragten und gelegentlich kubikmetergroße Blöcke in diese Seen stürzten (2 km westlich *Hasanbeyli*, an der Straße nach *Kizildere*; sie beweisen einen steilen Uferbereich). Es erscheint bemerkenswert, daß die limnische Ausbildung des oberen *Miozäns* am weitesten nach E an das Gebirge heranreicht. Die Absenkung hielt auch am Gebirgsrand noch an.

Sie setzte sich auch in späterer Zeit fort, da das gesamte Miozän südöstlich der kürzesten Verbindungslinie der beiden Serpentine überwiegend nach NE streicht und etwa mit $35-40^{\circ}$ SE (amanoswärts) einfällt.

Die Faziesdifferenzierung erreicht in dieser Zeit einen Höhepunkt. Das wird auch von DUBERTRET (1953) und WOLFART (1967) weiter im S betont. Auf der Verbindungslinie der Serpentine lagern sich barrierenartig Riffkalke mit Seichtwasserfauna ab, die den Schwellencharakter der Serpentin Komplexe ebenso anzeigen, wie die randlichen Konglomeratserien.

Auch im Faziesgebiet der Mergel treten geringmächtige intramiozäne Basaltdecken auf. Nordöstlich Bayindir erreichen die Lagen 1-2 m Mächtigkeit und sind knollig ausgebildet (Basaltbomben). Südöstlich Bayindir, auf den Rand des Ova zu, ist ein Übergang der Mergel in reine und völlig ausgewaschene Konglomerate (Strandkonglomerate?) zu beobachten.

Die Serpentinsschwellen und die zentrale Amanoschwelle treten als sedimentliefernde Hebungsgebiete bereits im höheren Miozän auf. Insgesamt folgt die paläogeographische Entwicklung einem Trend, der sich bereits am Ende der Oberkreide andeutet (siehe auch S. 8).

2.6.3.7 Pliozän-Quartär

Das Pliozän-Quartär ist wie im ganzen Adanabecken als terrestrische Bildung entwickelt. Das stellt auch L. ERÜNAL-ERENTÖZ (1956, S. 43) nach eigenen Untersuchungen und der Überprüfung jener Faunen fest, die LOCZY (1949) für marines Pliozän hielt. Sie stuft diese Faunen zum allergrößten Teil ins mittlere Miozän ein. Die ganze Abfolge wird von G. SCHMIDT (1962, S. 61) als Kadirli-Formation bezeichnet. An der Typlokalität wurde sie vom Verfasser in gleicher Ausbildung wie im eigenen Arbeitsgebiet beobachtet. Sie ist auch auf der geologischen Übersichtskarte der Türkei 1:500.000, Blatt Matay (C. ERENTÖZ), ausgehalten und erreicht in unserem Gebietsausschnitt einige hundert Meter Mächtigkeit. Genauere Angaben lassen

sich nicht machen, da die Auflagerungsfläche dieser Serie auf Miozän nicht beobachtet werden konnte; sie grenzt mit einer 43° streichenden Störung im E gegen miozäne Mergel.

Ganz charakteristisch für die Ausbildung ist das Zusammenvorkommen von vereinzelt groben Schottern in einer schlammigen Matrix. Die Reliefenergie muß erheblich gewesen sein, es sind häufig Gerölle bis $1/2$ m Durchmesser eingeschaltet. Trotzdem herrscht eine sehr schlechte Sortierung vor, möglicherweise führten durch Ruckregen ausgelöste Schlammströme die großen Gerölle mit. Unregelmäßige, schlecht geschichtete, wenig verfestigte, sandige, graugrüne Mergel mit teilweise lockeren, teilweise verfestigten Kalk-, Grünstein- und Basaltschottern in Bänken von $1/2$ - 2 m Stärke stehen westlich der Straße nach Haruniye an. Dicke Kalkbänke mit sehr viel Mergelanteil und einzelnen Schottern sind selten. Die Kalke sind porös und erinnern in ihrem ganzen Habitus an die Überdeckungskalke (Kalkkrusten) südlich Kanlıgeçit. Sie treten meist in mehreren Lagen übereinander auf. Häufig sind auch mächtige, fast reine Schotterlagen eingeschaltet (bis 20 m mächtig), z. B. an der Schlucht, die von der Straße zum Geyikdöregi Tepe führt, auf der Höhe der Eisenbahnlinie. Das von FRECH (1916, S. 42) beschriebene Selbstabbinden der Schotter durch Kalk wird in neuerer Zeit durch RUTPE (1960, S. 90) bestätigt. Weder Makro- noch Mikrofaunen wurden gefunden. Bezüglich des Alters dieser Serie waren die Untersuchungen im oberen Miozän weiter im Osten zwischen Kizildere und Hasanbeyli wichtig. Es schien nämlich zunächst, daß hier noch marines Pliozän vorhanden wäre. Dieser Befund hätte ganz im Gegensatz zu der beckenwärts kontinentalen Ausbildung gestanden; er gründete sich vor allem auf Ostracoden vom Gültepe (östlich Kizildere, 700 m NN) und ergab Obersarmat-Altpliozän-Alter. Diese Ostracoden wurden nun noch einmal von Herrn Dr. W. OHMERT bestimmt, und mit *Cyprideis pannonica* (MEHES) dürfte wohl oberstes Miozän vorliegen (vgl. S. 51).

Die ganze konglomeratisch-mergelige Serie ist am Tunnelleingang westlich Yarbasi steilgestellt und noch gestört. Im Hangenden sind mächtigere Quarzitschotter verbreitet, die eventuell den älteren Schottern angehören, aber schon weit-

gehend umgelagert (projiziert und angereichert) sind. Ein Aufschluß, der diese Verhältnisse zeigt, liegt 1 km westlich der Haltestelle Yarbasi. Aufgerichtete Schotter und Kalkkrusten werden diskordant im Hangenden von Schottern gekappt.

Bei Cevlik und nordwestlich davon grenzt das Pliozän-Quartär (an seinem Nordrand im Kartenbild) mit einer deutlichen Kante von bis zu 35 m gegen das Alluvium. Gegen eine Störung an der SE-Flanke des Ova spricht jedoch das isolierte Pliozän-Quartär-Vorkommen von Ciraz. An der S-Seite des Hügels ist es zwischen 330 und 350 m NN entlang der Straße Elleköy-Ciraz aufgeschlossen. Es sind massige, glaukonitische, wenig verfestigte (hackbare) Siltsteine, im Gegensatz zum Miozän schichtungslos und ohne Fossilien.

Dieselben Silte stehen auch im Schulhof von Ciraz an (eine Mikroprobe von hier ergab ebenfalls keine Fossilien). Örtlich gehen grüne Mergel und Silte in dunkelrote, sandige Mergel über, z. B. westlich der Ortschaft Akcakoyunlu, an der Straße nach Haruniye. Diese Stelle wird auch von FRECH (1916, S. 41) beschrieben, und er hält diese Schichten, vielleicht auf Grund ihrer steilen Lagerung, für Miozän, ebenso wie die eingelagerten Geröllschichten und den ganzen Kern der Hochfläche. "Die fossilisierteren Sandsteine und Konglomerate des Kanly Getschit han entsprechen der Brandungszone des miocänen Meeres, das hier Klippen und Untiefen, die der Küste vorgelagert sind, zernagt und ein ebnet" (FRECH 1916, S. 40).

Zusammenfassung: Das Pliozän ist nur noch in terrestrischer Fazies entwickelt. Da es andererseits im Antakyagebiet (LÜTFIYE ERÜNAL-ERENTÖZ 1956) und bei Iskenderun (DUBERTRET 1937) in mariner Fazies vorliegt, dürfte sich die im oberen Miozän deutlich abzeichnende Amanosschwelle weiter herausgehoben und das Meer schon damals bis nahezu in seine heutige Verbreitung zurückgedrängt haben.

2.7. Quartär

2.7.1 Ältere Schotter (Deckenschotter?)

Östlich von Yeniköy treten mehrfach mächtige Schotter etwa 150-200 m über dem Ova auf. Sie werden östlich Cinler und südlich am Talhang mit zwischengelagerten gelblichgrauen, sandigen Schlammschichten bis 80 m mächtig. Es sind stärker verfestigte Lagen mit tuffartigem Material vorhanden. Diese Schotter liegen horizontal oder sind um wenige Grad nach Osten verkippt. Die Geröllkomponenten (überwiegend grobklastisch, bis 1/2 m Ø) unterliegen einem merkwürdigen Wechsel. Während im W fast ausschließlich Quarzite und Ophiolite die Serie aufbauen, folgen weiter östlich ohne Übergang Kalkschotter (Kontaktkalk, Eozänkalk, auch Miozänkalk mit Hydrozoen und ebenfalls Ophiolit). Als Erklärung wären Seitenzuströme von E zu einem gebirgsparallelen Hauptfluß anzunehmen. Eventuell gehören diese Schotter bereits zum Pliozän-Quartär.

In dem Dreieck, das vom Hamis und dem Ova gebildet wird, liegen über der pliozän-quartären Serie diskordant häufig Schotterreste (fast ausschließlich helle und rötliche Quarzite). Sie könnten ebenfalls zu dem oben erwähnten System gehören. Die Mächtigkeit der damals frisch erschlossenen Schichten wird bei FRECH (1916, S. 42) mit ca. 130 m angegeben.

2.7.2 Terrassenschotter

Es handelt sich um grobklastische Bildungen. Nördlich des Ceyhans liegen ausgedehnte, plateauartige Schotterfelder 50 m über dem Tal; die Mächtigkeit dürfte etwa 20 m betragen. Die Gerölle bestehen aus Quarziten, Ophioliten und älteren Kalken. Überwiegend sind die Schotter mit Kalk verbacken. Die Schotter des Hamis reichen auch bis in diese Höhe. Sie sind jedoch nur in kleinen Resten und abgerutschten Geröllhalden vorhanden, da das Hamistal offensichtlich zu schmal war und so die Schotter weitgehend erodiert wurden.

2.7.3 Caliche

Caliche ist nach freundlicher mündlicher Mitteilung durch Herrn Dr. Z. TERNEK ein seit mindestens 30 Jahren eingeführter Begriff für die Kalkkrustenbildungen in der Türkei. Am Kalkabsatz sind vorwiegend ascendente Bodenwässer beteiligt, daneben aber auch descendente; diese Bodenwasserströme werden durch Grundwasser, austretende Grundwässer, abfließendes Oberflächenwasser und Niederschlag gespeist. Im Gegensatz zu Kalktuff und -Sinter handelt es sich um weitflächig angelegte Vorkommen. Calichebildungen erreichen in der Gegend nordwestlich Haruniye etwa 10-20 m Mächtigkeit, vielleicht örtlich noch mehr. Für detaillierte Untersuchungen über das Verhältnis der Mächtigkeiten der Calichebildungen zum ursprünglichen Relief und zum alten Grundwasserspiegel reichten die Untersuchungen nicht aus. Auf jeden Fall sind aber derart mächtige Bildungen nur in einem tieferen Niveau, nämlich im Bereich des Grundwasserspiegels, möglich gewesen. Irgendwann sind dann die Schichten soweit herausgehoben worden, daß der kapillare Aufstieg des Wassers abriß. Das Dach der Caliche taucht mit erkennbarer Stufe aus dem Holozän heraus und ist gegen dieses mit etwa 5 % ziemlich konstant geneigt. Die Schluchten werden in der Caliche sehr eng und die Wände sind oft unterhöhlt. Die Höhlenbildungen sind in dieser typischen Caliche ebenso vorhanden, wie auch in den rezenten geringmächtigen (1-2 m) Kalkkrustenbildungen. Sie dienten wohl schon sehr früh als Behausung. Die Ortschaften liegen oft in der Nähe von Höhlenansammlungen (Zindegen). Die weitverbreitete Auskolkung hat ihren Grund wahrscheinlich darin, daß die hangende Schicht jeweils am stärksten verfestigt ist (Überwiegen des ascendenten Kalkabsatzes). Diese Erscheinung ist namengebend für das ganze Adanabecken. Die Einheimischen sprechen nur von Çukurova (=Höhleebene).

Die Caliche bildet eine ruhig abgedachte Fläche, die von wenigen größeren Bächen tief durchschnitten wird; kleineren Rinnsalen setzt die Caliche harten Widerstand entgegen. Daher besitzt diese Platte der Caliche die größte Geschlossenheit und Ebenheit aller ausgeschiedenen Kartiereinheiten. Da sie ebener ausgebildet ist als die heutige Alluviumober-

fläche, hat sie vielleicht das ursprünglich vorhandene Relief durch verstärkte Kalksedimentation in Depressionen ausgeglichen. Diese einheitliche Fläche innerhalb einer Umgebung mit starker Geländeausformung bietet gute Möglichkeiten für den Straßenbau und andere Bauprojekte.

2.7.4 Alluvium

Das jüngste auf beiden Kartenblättern erfaßte Schichtglied ist das Alluvium. Wohl der bemerkenswerteste Unterschied zwischen unseren mitteleuropäischen holozänen Bildungen und denen an der W-Seite des Amanosgebirges besteht in der Armut der letzteren an Boden und im völligen Überwiegen der Geröllkomponenten. Allein durch die Auswaschungsgefahr mag erklärt sein, warum der türkische Bauer noch jetzt seinen Boden beim Pflügen nicht wendet, sondern mit einem Reißer Spur an Spur aufwühlt. Der Lockerboden ist besonders durch die starken Niederschläge im Winter und Frühjahr gefährdet. Die Auswaschung wird verstärkt durch das fast völlige Fehlen des Frostes in diesen geringen Höhen (Ova von Haruniye etwa 250 m NN) und die geringe Vegetation. Der Gesamtniederschlag beträgt bis 1000 mm/a. Erheblich ist auch der Inklinationswinkel der Oberfläche des Ovas mit durchschnittlich 16,5 o/oo gegen NW in Richtung auf das Adanabecken. Die schluchtartigen Täler sind etwa 40-50 m tief mit nahezu senkrechten Wänden ins Ova eingeschnitten. Den Maximalwert erreicht in unserem Gebiet der Sabunsuyu (=Seifenfluß) mit 70 m von der Ovaoberkante bis zur Talsohle, etwa 2 km südlich der Ortschaft Bayindir. Die Schluchten zeigen eine starke Heraushebung in jüngster Zeit an.

In standfesten miozänen Konglomeraten beobachtet man häufig Regenrinnen mit einer lichten Breite von 1/2 - 1 m und einer Tiefe bis zu 3 m und mehr.

Durch den stark ascendenten Bodenwasserstrom während der heißen Jahreszeit kommt es verbunden mit starker Verbreitung kalkiger Sedimente (Comprehensive-Serie, Maastrichtkalke, Nummulitenkalke, Riffkalke des Miozäns) zu rezenten Kalkkrustenbildungen. Diese Oberflächenkalkbildungen erreichen zwischen Çevlik und Elleköy mindestens eine Mächtigkeit von 10 m, Mächtigkeiten von einigen Metern kommen südlich Kanligecit vor. Sie sind kaum von älteren zu unterscheiden, so daß es sich beispiels-

weise bei den Schluchtwänden im Ova von Maruniye sowohl um saigere, relativ schwache, rezente Rinnenverkittungen als auch um tief angeschnittene Calicebildungen unter dem Alluvium handeln kann. Beides dürfte zusammenvorkommen.

Westlich Avanlar und Bostanlar liegt im Ova ein deckenartiger Basalt mit grossen Kalziteiern. Seine Oberfläche fällt ebenso ein wie die Alluviumoberfläche, gleichsinnig streicht auch eine interne primäre Bankung. Dieser Basalt müßte also sehr jung sein.

Nach der mikroskopischen Bestimmung (Probennummer 56941) handelt es sich um einen

Augit-Olivin-Basalt mit holokristalliner porphyrischer Textur. Leicht iddingsitisierte Olivin-Einsprenglinge liegen in ophytischer Grundmasse, bestehend aus Labradoritleisten, iddingsitisierten Olivinen, titanhaltigem Augit und access. Magnetitkörnern.

Gleichalt dürfte ein Deckenbasalt mit Tuffen im Akdere-Tal westlich Farsak sein. Er liegt z. P. diskordant auf schwach verfestigten Mergelkalken des Miozäns, z. T. schon im Alluvium. Der Basalt fällt mit $5-10^{\circ}$ in Richtung flußabwärts (SW) ein. Der Basalttuff enthält Bomben aller Größen bis Kopfgröße. Die Lapillis sind gut gerundet. Die Mächtigkeit des Basaltes beträgt etwa 20-25 m. Stärkere Einfallswerte zeigt ein geschichteter Basalt mit Bomben im miozänen Riffkalk nördlich der Bahnlinie (Abb. 22, S. 74).

3. Tektonik

3.1 Großtektonischer Zusammenhang

Der auf 30 km sichtbare Sattel des Dül-Dül-Dagh wurde schon von den älteren Autoren beobachtet und damit stand die Zugehörigkeit des Amanos zum alpinotyp gefalteten Raum bereits für SCHAFFER (1901) und FRECH (1917) außer Zweifel. Für den Beanspruchungsplan gibt V. STCHEPINSKY (1942) NW-SE Pressung vom Taurus in Richtung auf das Syrische Plateau an.

Nach KETIN (1959) gehört das Bearbeitungsgebiet der Zone III (Taurus im weiteren Sinne) an. Auch TEMPLE & PERRY (1962) rechnen es zu ihrer "folded zone" südlich ihrer "over-thrust zone".

Für die jüngeren bruchtektonischen Vorgänge ist die Lage des Gebietes in der vom Toten Meer heraufziehenden Graben-Zone entscheidend.

3.2 Überblick über die orogenetisch-epirogenetische Entwicklung und den Vulkanismus

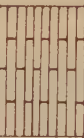
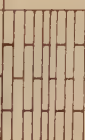
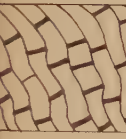
Nach den Untersuchungen im Arbeitsgebiet läßt sich das Schema Abb. 8, S. 61, aufstellen (vgl. auch Tafel 3). Danach sind zwei Bewegungen mit Einengungstendenz am Ende der Oberkreide, eine postlutetische (pyrenäische), eine postmiozäne sowie jüngere Bruchbewegungen zu unterscheiden. Die Bewegungen sind jeweils mit Vulkaniten verbunden. Im einzelnen sind Diabase und basaltähnliche Gesteine am Ende der Oberkreide, posteoizäne Spilite sowie intra- und postmiozäne Basalte nachgewiesen worden.

3.2.1 Zeit der Hauptfaltung

Die ältesten Schichten gehören der Comprehensive-Serie an. Sie sind durchweg gefaltet. Leitstrukturen (SCHWAN 1965, S. 235) im Kleinbereich lassen den Charakter des Großbaus erkennen, der in dem nach SE überkippten Sattel des Dül-Dül-Dagh einmal direkt sichtbar ist (vgl. Abb. 9-14, S. 62-64).

Die Serpentine unterwerfen sich in ihrem Streichen dem Faltenbau, sie sind also vororogen. Eine deutliche S-Fläche (meist in Abständen von 10-20 cm) innerhalb der Serpentine wurde mit 50-70° bei $\pm$ steilem Einfallen nach SE bzw. NW gemessen. Ihre innere Struktur stimmt also mit dem Faltenbau überein.

Abb. 8 : ENTWICKLUNGSCHEMA der jungkretazisch - tertiären Schichten

Bewegung	Alter	N						S	
steirisch	oberes Miozän - Vindob				Deckenbasalte				
	(?) Burdiga								
	OLIGOZÄN								
pyrenäisch	Oberlutet - Alt-eozän				Spitt mit Pillows				
	Cuisien								
	PALÄOZÄN								
	MAASTRICHT		Olisthostrome		Diabas Kontaktkalk (Karbonat. Serpentine)				
laramisch	MESOZOIKUM				Serpentin Diorit				

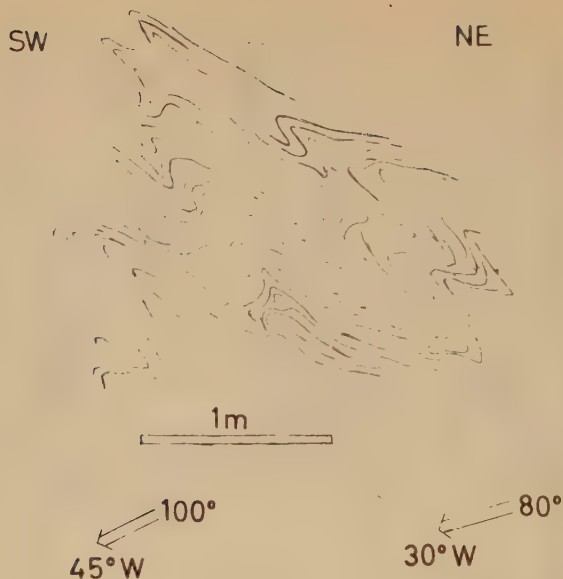
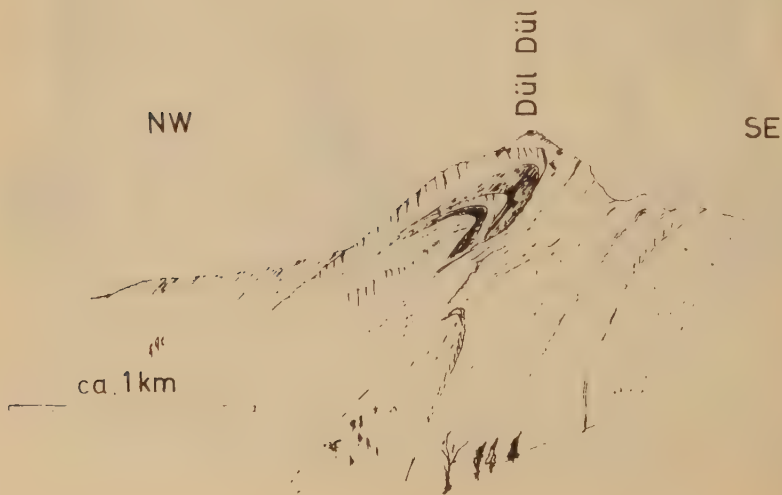


Abb. 9: Bergkamm nördlich der Sabunschluht, 740 m NN, Faltung in schiefrigen Kalken (Comprehensive-Serie)

Abb. 10: Dül-Dül-Dagh (2242 m) von SW, Standpunkt ca. 1800 m NN (Dül-Dül-Yaila). Südostvergenter Sattel mit stark verdicktem Faltscharnier in Mergeln und Kalken der unteren Comprehensive-Serie



S

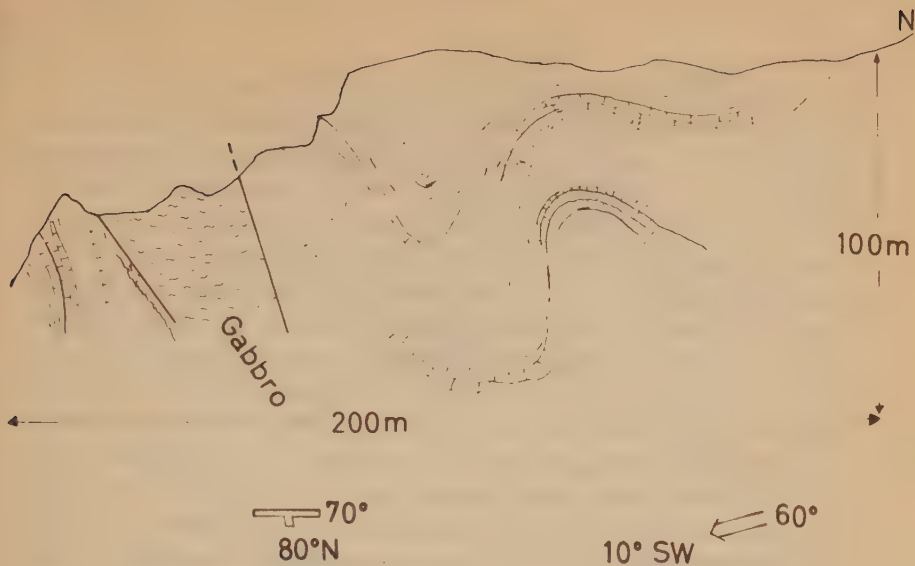
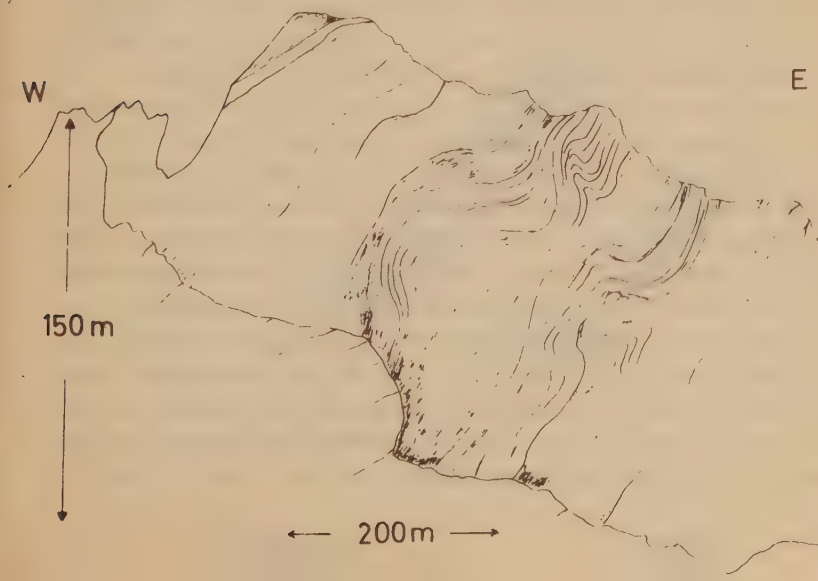


Abb. 11: 500 m südlich des Dül-Dül, Blick nach W, mergelige Bankkalke der Comprehensive-Serie werden diskordant von einem Gabbro durchschlagen

Abb. 12: Schlucht an der S-Seite des Dül-Dül-Gipfels, dunkelgraue Mergel mit eingelagerten Kalken (untere Comprehensive-Serie)



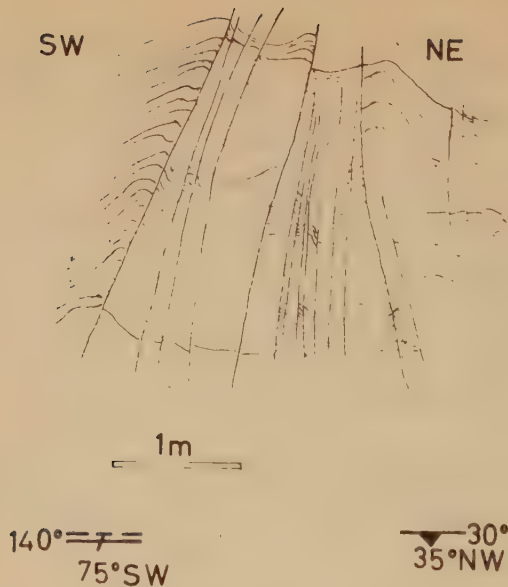
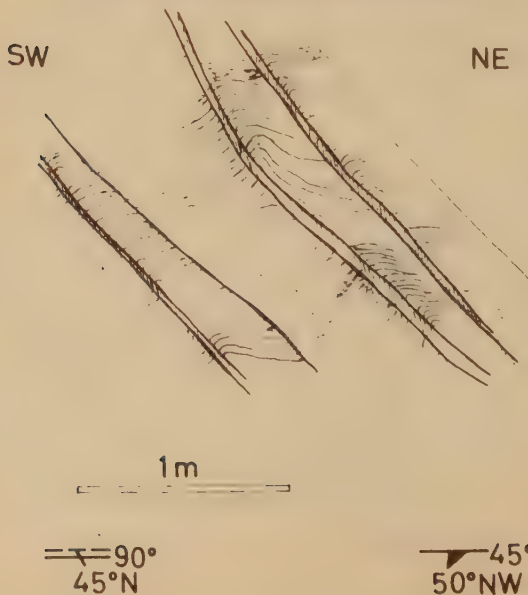


Abb. 13: Enge Klüftung in dünnbankigen Kalken nördlich des Sabun. Die Richtung dieser Klüftung wechselt schnell ohne erkennbaren Zusammenhang zum Gebirgsbau

Abb. 14: Schieferungsklüftung nördlich des Sabun, ca. 800 m NN, feingeschichtete Kalke der Comprehensive-Serie



Da das Maastricht zu einem großen Teil grobklastische Komponenten der Serpentine enthält und amanswärts rasch an Mächtigkeit abnimmt bzw. örtlich ganz fehlt (nördliche Serpentinscholle und unter dem Eozän des Hacidağ), ist eine Heraushebung zu dieser Zeit dokumentiert.

Weiterhin ist Maastricht nicht mehr geschiefert (zu flaches Niveau), es zeigt aber zum Teil noch aufrechte Faltung. Maastricht unterlag also tangentialer Linengung, örtlich ist Serpentin auf Maastricht aufgeschoben (vgl. Abb. 4, S. 25). Diese Pressung erfolgte vermutlich in laramischer Zeit. In dieser Zeit mag auch noch die Hauptstörung nordöstlich Yeniköy bewegt worden sein. Sie streicht $50-70^{\circ}$ NE und begrenzt die nördliche Serpentinscholle gegen Radiolarit-Ophiolit-Serie und Comprehensive-Serie. Sie steht sicher primär in Zusammenhang mit der Intrusion der Serpentine und wurde im stratigraphischen Teil (vgl. S. 19) als vermutliches Ausgangsgebiet für die Ophiolit-Clisthostrome angegeben. Die Störung setzt sich quer durch den ganzen Amanos bis zum Karasu-Graben fort und wird im östlichen Anschlußgebiet (TÜRKINAL 1968) als nordwestvergente Überschiebung bezeichnet. Nach den Lagerungsverhältnissen läßt sich der Vertikalversatz mit mindestens 2000 m errechnen.

Die basische Magmenförderung hielt in Form von Diabasen und Basalten an. Submarine basaltische Ergüsse beschreibt DUBERTRET (1955) auch vom Kurd Dağ, an der E-Flanke des Karasu-Grabens.

Nach der Oberkreide setzte sich die Heraushebung fort. Dabei treten Unterschiede in der Vertikalbewegung auf. Am südlichen Serpentinkomplex tritt Maastricht im wesentlichen nur nordwestlich einer Linie auf, die sich mit der späteren Störung zwischen der mehr flach liegenden Mittelscholle und der stark herausgehobenen Kippscholle von Kizildere deckt. Der nordwestliche Teil des südlichen Serpentinkomplexes mag mit der Mittelscholle zwischen den Serpentin in Zusammenhang gewesen und in der Vertikalbewegung zurückgeblieben sein. An der nördlichen Serpentinscholle fehlt Maastricht weitgehend. Die nächst jüngeren Schichten gehören bereits dem obersten Paläozän an. Diese Diskordanz wird auch von TEMPLE & PERRY (1962, S. 1605) südlich des Antitaurus beschrieben: "...the size of

the unconformity varies from the complete absence of the Maestrichtian over local structures and highs in the west to only a slight disconformity between Maestrichtian and Palaeocene sediments"....

Am südlichen Serpentinkomplex und bei Elbeyli liegt Lutet diskordant über Serpentin. Für die altersmäßige Zuordnung ergeben sich also mehrere Bewegungen am Ende der Oberkreide. Die laramische Phase wird im westlichen Adana-becken von TERNEK (1957, S. 75) als Faltungsphase angegeben.

3.2.2 Intraeozäne bis Prämiozäne (pyrenäische) Bewegungen

Bereits im Lutet (?) setzten erneut Bewegungen ein, die sich vor allem in Schollenzerlegungen zeigen. Im S wird eine Blockbreccie und ein über 600 m mächtiger submariner Erguß auf diese Bewegungen zurückgeführt. In der Gegend östlich von Karacaören und bei Elbeyli transgrediert Miozän z. T. über Serpentin, z. T. über Kontaktkalk (vgl. Tafel 3, sowie Abb. 5, S. 25). Eozän und der Kontaktkalkhorizont waren dort bereits abgetragen. Da aber in unmittelbarer Nähe mächtige Eozänvorkommen vorhanden sind, muß eine Erhaltung des Eozäns in Tiefschollen angenommen werden. Örtlich sind aus der Beziehung zwischen Grenzverlauf Miozän/Serpentin und Eozänvorkommen 30° NE, 70° NE und E-W streichende Störungen zu rekonstruieren. Die Versatzbeträge müssen größenordnungsmäßig bis mehrere 100 m ausgemacht haben.

Da die Eozänkalkvorkommen bei der späteren Schollenrotation nach W abwärts meist wesentlich flacher zu liegen kommen als das unmittelbar benachbarte Miozän (vgl. Tafel 2), ist für die prämiozänen Brüche eine antithetische Bewegung im Sinne von H. CLOOS (1928, S. 249) anzunehmen.

Der Amanos selbst muß zu dieser Zeit bereits hoch angehoben worden sein, da er in seinem Kern nicht mehr transgrediert wurde (siehe S. 53).

Nach diesen pyrenäischen Verstellungen erfolgte dann die erwähnte Abtragung.

3.2.3 Miozäne und jüngere Entwicklung

Im äußersten NW transgrediert Burdigal (?), im übrigen Gebiet erst Vindobon mit Konglomeraten über ein ausgeprägtes Relief. Als Grund für die nun einsetzende Faziesdifferenzierung werden gleichsinnig sich fortsetzende vertikale Bewegungen angenommen. Die Bewegungen erfolgen z. T. an tiefreichenden Spalten mit intramiozänen Basaltausflüssen, die am Rande der Serpentinsschollen in den Konglomeratbereichen auftreten, wo auch schon Spilite noch ältere Bruchzonen beweisen. Auf der Verbindungslinie der beiden Serpentinkörper deuten vergleichsweise geringmächtige Riffkalke eine Untiefe an.

Die folgende Regression kündigt sich an durch limnische Bildungen in den hangenden Mergeln. Die eigentliche Heraushebung erfolgt dann an den Stellen, die auch posteozen und intramiozän schon aktiv waren gegen Ende des Miozäns. WOLFART (1967, S. 182) gibt an, daß die Gebirgsbildung "unter Aktivierung alter Störungszonen mit tiefgreifenden Dislokationen" begann.

Im Pliozän-Quartär lagern sich terrestrische Schlammstein-Konglomerate ab, die ebenfalls noch aufgerichtet und gestört sind (vgl. Abb. 20, S.72). Es muß also noch eine weitere Bewegung angenommen werden.

Ausdruck letzter tektonischer Ereignisse sind die Basalte des Ova, die wahrscheinlich gleichaltrig sind mit den Basalten im Kara-Su-Graben, für die teilweise Quartäralter nachgewiesen ist. Die Längserstreckung der Basalte in der Karte läßt sich über einige km Holozän in NW streichende Abschiebungen verlängern.

3.3 Lokale Tektonik (vgl. Tafel 1)

Es werden vier größere Einzelschollen, die durch Störungen begrenzt sind, beschrieben. Es handelt sich um die Kippscholle von Kizildere im SE der Karte (etwa der gesamte Bereich östlich des Eozänstreifens einschließlich des Eozäns), das Randgebiet der nördlichen Serpentinsscholle, das dazwischliegende Gebiet mit dem Eruptionszentrum und um die Umgebung der Eozänsscholle von Elbeyli.

3.3.1 Kippscholle südlich Kizildere

Eine 50° (NE) streichende Störung, welche knapp östlich Kizildere an einer quer dazu streichenden 130° (NW), ca. 20 m hoch erschlossenen Flexur endet, trennt eine einheitliche, steiler gestellte Scholle im SE und eine flachere im NW. Die Begrenzungsstörung hebt naturgemäß nach SW stark aus, kann aber dort, mangels geeigneter Horizonte, nicht analysiert werden. Sie versetzt in der Kartenebene die Schichtgrenze Miozän/Eozän um 750 m. Der Unterschied im generellen Einfallen der beiden Schollen beträgt maximal 45° , dadurch erhält man bereits auf kurze Entfernungen enorme Versatzbeträge. Das Eozän in der nordwestlichen Scholle wird von Serpentin-konglomeraten abgedeckt, lediglich am Einsetzen der Störung bei Kizildere tritt das eozäne Unterlager in einem kleinen Vorkommen an die Oberfläche. In der herausgehobenen Kippscholle baut das Eozän den Haçıdag mit über 1400 m NN auf. In der gesamten Kippscholle herrscht überwiegend 30° NE-Streichen und ein Einfallen bis 45° SE. An ihrem Ende (vor dem Erreichen der Flexur) zerschlägt sich die Kippschollenstörung an Querstörungen, wobei die S-Flügel nach E verschoben sind (vgl. Abb. 15, S. 69). Östlich Kizildere treten besonders Abschiebungen mit der Position $130^{\circ}/80^{\circ}$ NE auf, siehe Abb. 16, S. 69. Die gesamte Scholle läßt sich mit etwa gleichbleibenden amanoswärtigem Einfallen über das Arbeitsgebiet hinaus bis an den eigentlichen Rand des Gebirges verfolgen; die südöstliche Begrenzung dieser Scholle muß also eine Störung mit erheblicher Sprunghöhe sein. Die Schollenkippfung nach SE abwärts ist dem allgemeinen Einfallen nach NW genau entgegengesetzt.

Ganz vereinzelt treten in den Eozänkalken der schräggestellten Platte Falten im m-Bereich auf (vgl. Abb. 17, 18, S. 70). Die b-Achsen sind nach NE gerichtet, das Einfallen wechselt. Diese Falten werden als Sekundärercheinungen gedeutet. Nach der steilen Aufkippfung der Scholle sind sie durch gravitatives Abgleiten der Kalke auf der Serpentinunterlage entstanden.

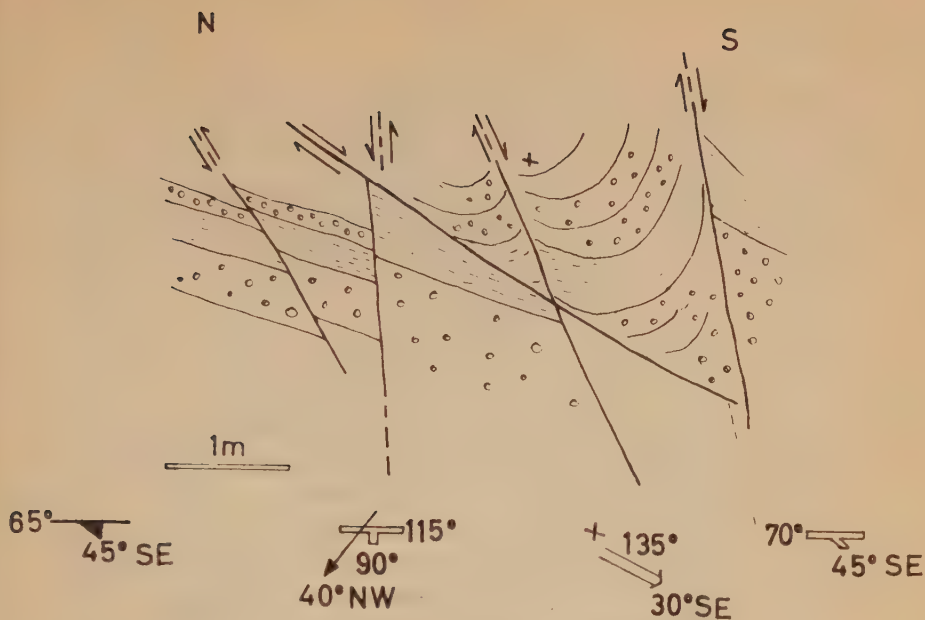
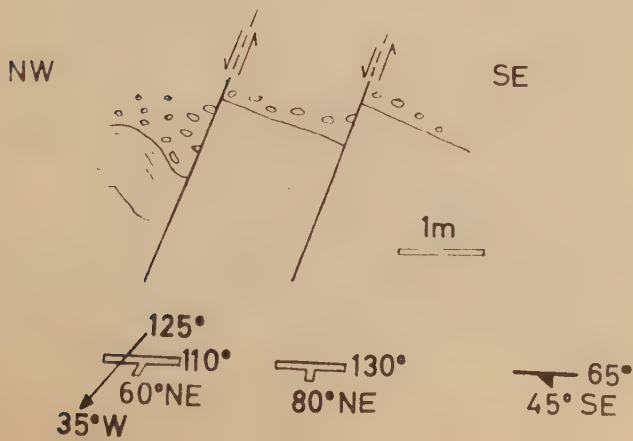


Abb. 15: Aufschiebungen und spätere Abschiebungen im miozänen Serpentinkonglomerat knapp südöstlich Kizildere Kö. Die Störungsflächen sind stark serpentiniert. Der Neigungswinkel Zeichenebene-Aufschlußebene beträgt 20° .

Abb. 16: Scheinbare Blattverschiebungen (Schrägabschiebungen) quer zur Kippschollenstörung, südöstlich Kizildere. Neigungswinkel Horizontale-Aufschlußebene 20°



N

S

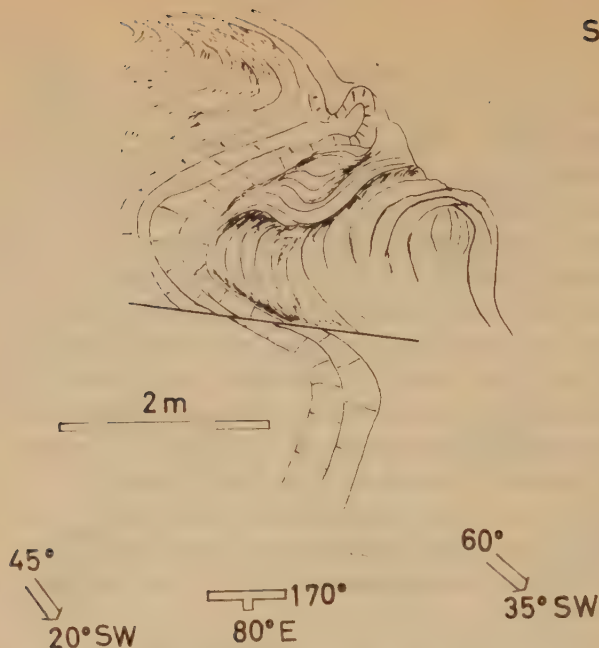


Abb. 17: Falte im Eozänkalk des Kaleçiktals südlich des Kizilkaya Tepe. Die Falten werden auf gravitatives Abgleiten der Kalke auf dem unterlagernden Serpentin bei der starken Schrägstellung der Eozänscholle (Kippscholle) südlich Kizildere zurückgeführt

Abb. 18: Kaleçikschlucht nördlich Gavurkale, eozäne Hornsteinkalke sind örtlich schwach gefaltet

W

E



Die Anlage der Kippscholle von Kizildere stimmt mit den antithetischen prämiozänen Schollenkippungen weiter im N überein. Es handelt sich aber hier um eine große Scholle, an welcher die postmiozäne Rotation nach W abwärts nicht mehr stattfand. Weiter im W fehlt über dem Maastricht das gesamte Miozän. Hier mag schon in präobermiozäner Zeit der Trend zur Heraushebung stärker gewesen sein (vgl. Tafel 3).

3.3.2 Randgebiet der nördlichen Serpentinscholle (Gebiet östlich Karacaören)

Im Gegensatz zur Kippscholle ist der Rand der Serpentinscholle von Karacaören durch zahlreiche Störungen zerschnitten. Die Einzelschollen sind überwiegend an ziemlich flachen antithetischen Schrägabschiebungen nach NW rotiert. Die Ursache war eine starke horizontale Dehnung (vgl. Tafel 2 und Abb. 19, S. 72). Derartige antithetische Abschiebungen sind auch noch im Pliozän-Quartär (Abb. 20, S. 72) zu beobachten.

An der SE-Seite der Scholle erfolgte stärkere flexurartige Heraushebung des Serpentinkomplexes mit teilweise steilüberkippter Lagerung des Miozäns (vgl. Tafel 2, Profil E-E', Dilbant-Pepe). Diese Zone vertikaler Heraushebung ist innig verknüpft mit starkem Basaltvulkanismus (vgl. Tafel 1). Das Eruptionszentrum liegt etwa an der Grenze zwischen der nördlichen Serpentinscholle und der Mittelscholle. Die Eruptivkörper zeigen auf der Karte eine vorwiegende NE-Orientierung.

Das Einsinken der Miozänschichten nach W wird durch diese Abschiebungen nicht verstärkt, sondern abgeschwächt. Die Schrägabschiebungen zeigen auch beträchtliche horizontale Bewegungsweiten. Daher liegen die Gleitstreifen meist recht flach und Werte von 45° - 15° Einfallen nach SW bzw. NE überwiegen. Die Gleitstreifung ist meist deutlich an den von den Störungsflächen glatt durchschnittenen Geröllen erkennbar.

In ihrem Verschiebungssinn folgen die jüngeren Bruchbewegungen teilweise den älteren, teilweise muß eine jüngere entgegengesetzte Bewegung stattgefunden haben. Beispielsweise ist an der Schrägabschiebung östlich Karacaören (Gleitstreifen $50^{\circ}/45^{\circ}$ NE, Abb. 19, S. 72) in der gehobenen Scholle

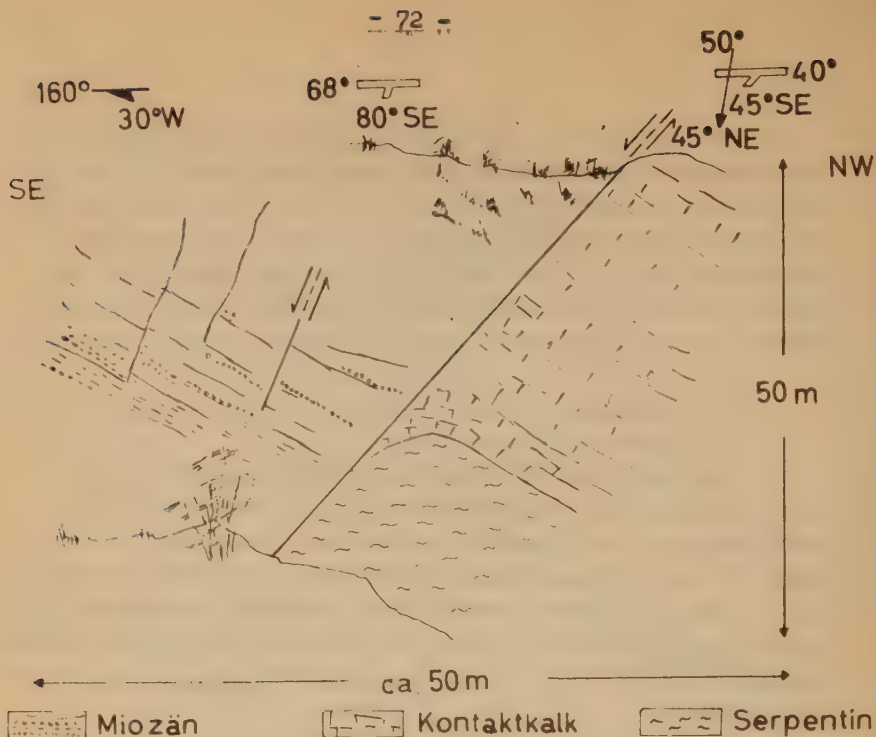
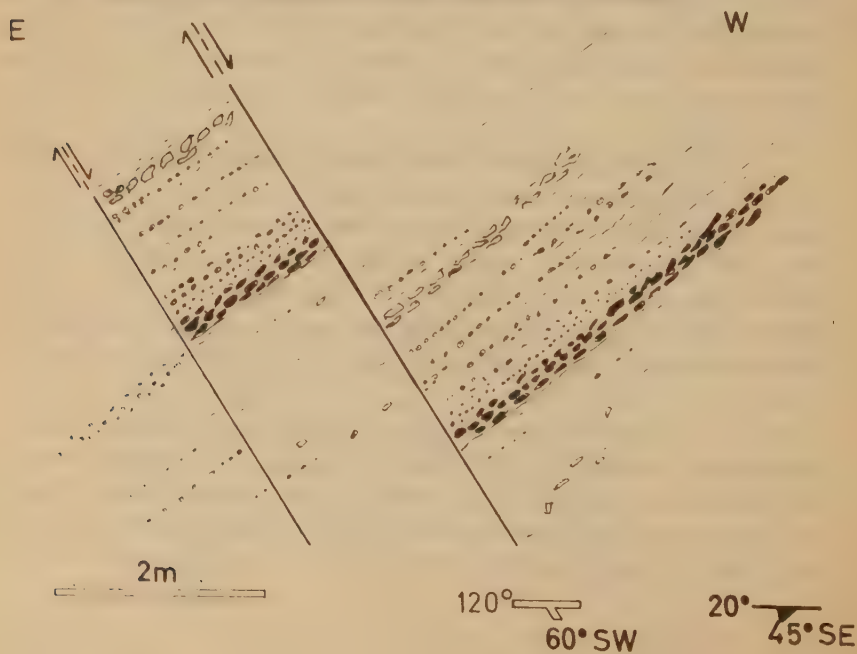


Abb. 19: Antithetische Schrägabschiebung östlich Karacaören, Schlep-
pungskeil von Kontaktkalk über Serpentin, große Gerölle des
Miozänkonglomerats werden glatt von Störungen zerschnitten

Abb. 20: Antithetische Abschiebung im Pliozän-Quartär am Tunnelein-
gang 1 km westlich der Haltestelle Yarbasi



über dem Serpentin im N noch Eozän vorhanden, während im S in der gleichen Scholle Miozän über Kontaktkalk transgrediert. Eine mit der postmiozänen gleichsinnige prämiozäne Bewegung ist also anzunehmen. In der benachbarten jetzigen Tiefscholle fehlt Eozän, diese Scholle muß also prämiozän höher gelegen haben.

3.3.3 Mittelscholle mit Eruptionszentrum östlich Yarbasi

Zwischen den beiden gegeneinander verkippten Schollen liegt ein Bereich, der als Mittelscholle bezeichnet werden soll. Im südlichen Teil sind differenzierte Ophiolitmagmen und transgressiv überlagerndes Maastricht vorhanden, der nördliche Teil wird von Miozän eingenommen. Das Miozän ist insbesondere an der Grenze zur nördlichen Serpentinsscholle stark zerbrochen. Hier halten sich die eingedrunghenen Basaltkörper in ihrer Masse die Maage mit den durchschlagenen Sedimenten (vgl. Tafel 1, Abb. 21, 22, S. 74). Die Eruptionen sind an ältere Störungen gebunden, die aber meist schlecht erkennbar sind; die Basalte werden örtlich noch von jüngeren Abschiebungen zerschnitten (Abb. 23, S. 75). Im W grenzen an einer 45° (NE) streichenden Störung pliozän-quartäre Schotter gegen Miozänmergel. Die Sprunghöhe dürfte einige 100 m betragen. Sie nimmt aber nach NE stark ab und endet an einer $130^{\circ}/45^{\circ}$ NE Querstörung, die z. T. von einer Flexur begleitet wird (vgl. Abb. 24, S. 75).

3.3.4 Die Eozänsscholle von Albeyli und das benachbarte Miozän

Der oberlutetische Nummulitenkalk überlagert Radiolarit-Kalk-Ophiolit-Serie. Das Eozän ist flach-tafelig an $20-30^{\circ}$ (NE) und 150° (NW) streichenden Störungen nach W rotiert. In der unmittelbaren Nähe der Begrenzungsstörungen sind synthetische Abschiebungen häufig (Abb. 25, S. 76). Zwischen Eozänsscholle und Serpentin kam es örtlich auch zu Einengungerscheinungen (Abb. 26, S. 76).

Im Miozän sind zwei in der Kartenebene als Blattverschiebungen erscheinende Störungen bemerkenswert. Sie streichen etwa 40° (NW) und 70° (NE). Sie werden, wie ähnliche Verwerfungen an der nördlichen Serpentinsscholle und auch weiter

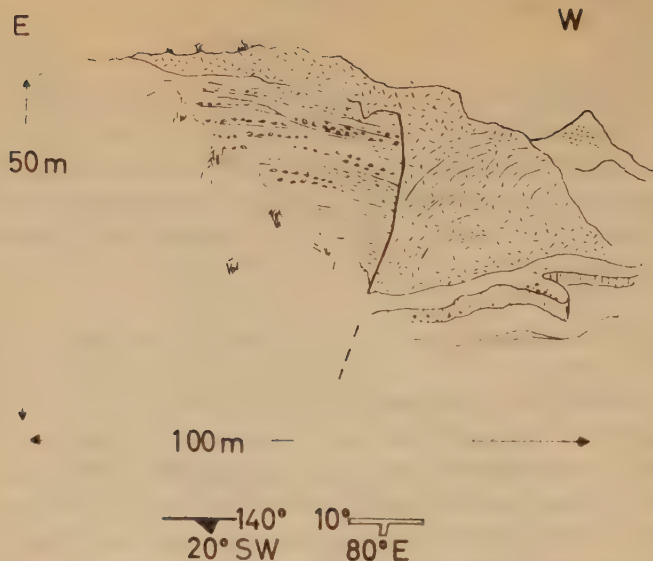


Abb. 21: Basalt östlich Karacarli, die ehemals neuentstandene Störung in miozänen Kalkkonglomeraten scheint durch die Basalteruption erhalten und oberflächlich abgedeckt zu sein

Abb. 22: Alte Baustraße für Bagdadbahn, 520 m NN, geschichteter Basalt, die Basislage mit den Basaltbomben ist durch poröse Kalkmatrix (ascendente Verdunstungswässer aus dem Riffkalk) verfestigt



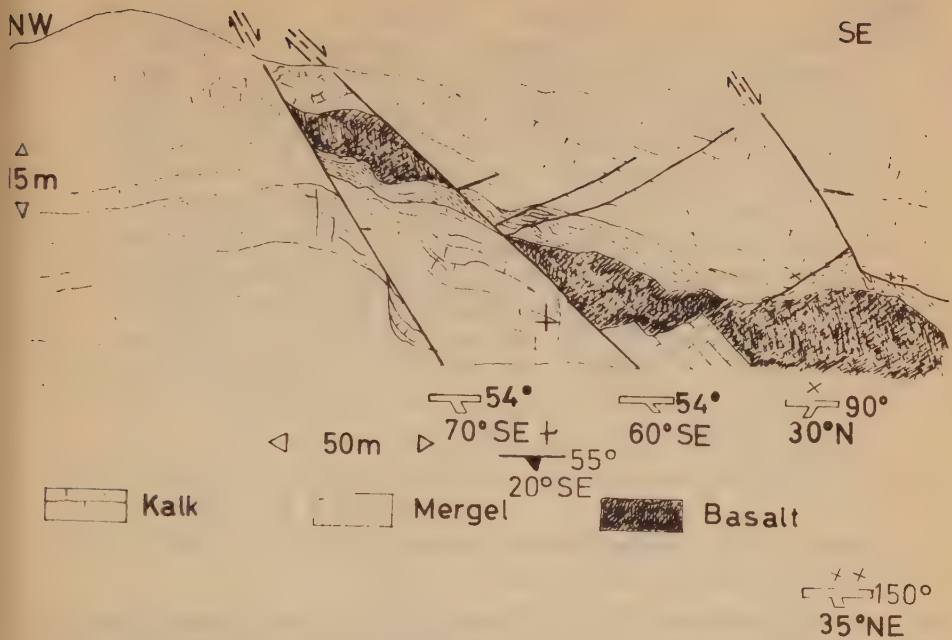
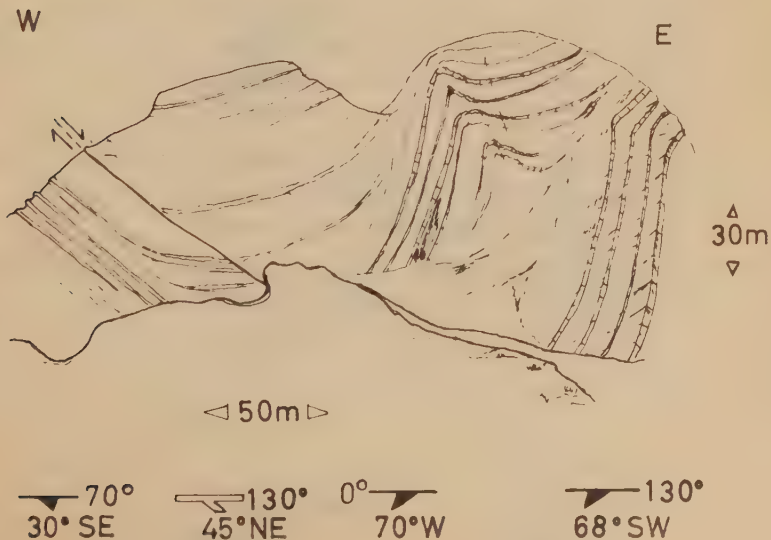


Abb. 23: Bahneinschnitt zwischen Yarbaşı und Taşoluk, 420 m NN, N-Seite. Der Basalt ist an vorhandenen Störungsflächen und an einer Mergellage eingedrungen. Setzt man den zerschnittenen Basalt zusammen, so wird eine ältere Störung sichtbar, bei welcher der SE-Flügel gehoben war. Das gesamte Abschiebungssystem ist Ausdruck einer starken Ausweitungstendenz

Abb. 24: Abschiebung und Flexur im Hamistal, 1,5 km südöstlich Akçakoyunlu, miozäne Mergel-Silt-Wechselagerung



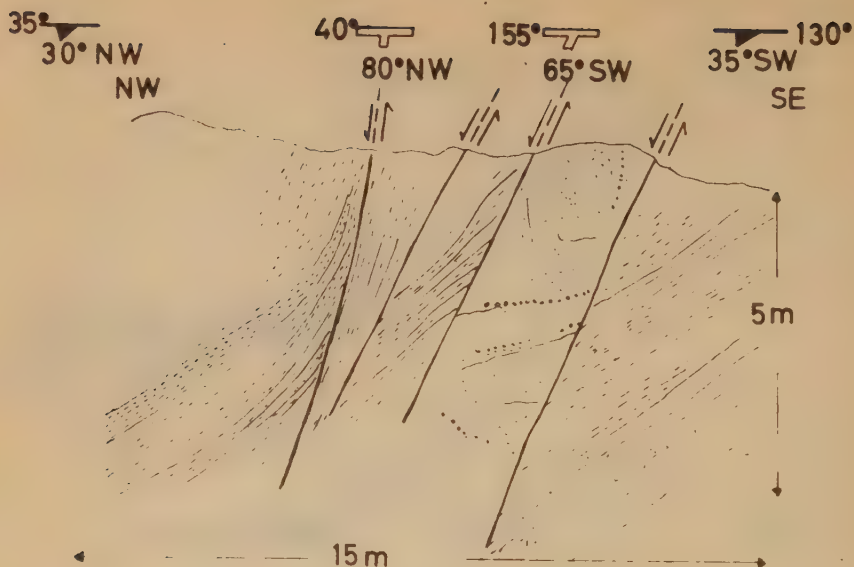
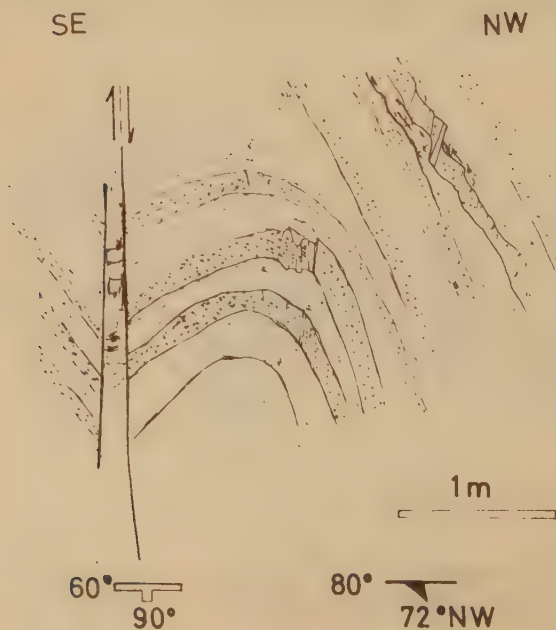


Abb. 25: Schlucht südwestlich Ortaoba, östlich der E-Randstörung der Eozänscholle von Elbeyli, synthetische Abschiebungen in miozänen Silten und Mergeln, die kleinen Abschiebungen stehen antithetisch zur Hauptstörung im NW

Abb. 26: Bülke-Tal südlich Elbeyli 350 m NN, miozäne Mergel-Silt-wechsellagerung, örtliche Einengungstendenzen zwischen Eozänscholle und Serpentin



im S, als Schrägabschiebungen (hinge-faulting) gedeutet. Der Horizontalversatz in der Kartenebene beträgt maximal 500 m. Die vertikale Sprunghöhe macht nur einen geringen Teil der Sprungweite aus. Von BRYANT (1960) wird bemerkt, daß wrench-fault (strike-slip) tectonics weitgehend die tektonische Entwicklung des Amanos beeinflussen. In den jüngeren Schichten am w-Rand des Amanos handelt es sich bei erscheinungsmäßig gleichen Strukturen um Schrägabschiebungen, die den Raum für die Platzergreifung der Basalte schaffen.

4. Rapportverzeichnis

(Eingesehene unveröffentlichte Berichte im Archiv des MIA-Institutes in Ankara).

BLOKENTHAL, M.: La constitution géologique de la partie septentrionale du bassin d'Adana entre Kozan et le Seyhan Nehri. - Nr. 677, Ankara 1938.

CUNNINGHAM-CRAIG E. H.: Report on Investigations of Petroleum in Turkey. - Nr. 697, Ankara 1938.

ERICSON, D.: Report on the Geology of Hatay. - Nr. 1118, Ankara 1940.

LEBKÜCHNER, R.F.: Untersuchung der braunkohleführenden Schichten zwischen Kaipak und Yarpuz. - Ankara 1960.

LOCZY, L. de: Contribution à la géologie et examen des possibilités pétrolifères de la partie occidentale du Bassin d'Adana. - Nr. 1835, Ankara 1949.

STCHEPINSKY, V.: Rapport sur la géologie générale de la région de Maras-Seyhan-Gaziantep-Birecik-Besni. - Nr. 1446, Ankara 1942.

TÜRKINAL, S.: 1:25000 Olçekli Gaziantep N 37a₃ ve a₄ Paftalari (Bahçe Kazasi Kuzeyi), - Nr. 1352 (?), Ankara 1968.

5. Literaturverzeichnis

- AINSWORTH, F. W.: Researches in Assyria, Babylonia and Chaldaea. - London 1938.
- BAILEY, E. B. & McCALLIAN, W. J.: Serpentine lavas, the Ankara mélange and the anatolian thrust. Transac. Roy. Soc. Edinb. 62, No. 11, Edinburgh 1953.
- BLANKENHORN, M.: Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nordsyrien. - Berlin 1891.
- : Syrien, Arabien und Mesopotamien. - Handbuch der regionalen Geologie V, 1-159, Heidelberg 1914.
- BLUMENTHAL, M.: Die Grenzzone zwischen syrischer Tafel und Tauriden in der Gegend des Amanos (Türkisch-syrisches Grenzgebiet). - Eclogae geol. Helv. 31, 381-383, Basel 1938.
- : Un aperçu de géol. du Taurus dans Vilayets de Niğde et d'Adana. - M.T.A. 6, Ankara 1941.
- : Schichtfolge und Bau der Taurusketten im Hinterland von Bozkir. - Rev. Fac. des Sc. Univ. d'Istanbul, Sér. B., Istanbul 1944.
- : Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir. - M.T.A., Serie D, 2, Ankara 1947.
- BOCCALETTI, M., BORTOLOTTI, V. & SAGRI, M.: Ricerche sulle ophioliti delle catene alpine. I. Osservazioni sull' Ankara Mélange nella Zona di Ankara. - Boll. Soc. geol. ital. 85, 2, 485-508, Roma 1966.
- BORCHERT, H.: Die Chrom- und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. - M. T. A. 102, 1-175, Ankara 1958.
- BRYANT, G.: Stratigraphic Report, Amanos mountains area, Petroleum District VI & VII, Southeast Turkey. - Unveröffentlicht, Petrol Dairesi, Ankara 1960.

- CLOOS, H.: Über antithetische Bewegungen. - Geol. Rundsch. 19, 246-251, Berlin 1928.
- COSSMANN, M. et PEYROT, A.: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. - Bordeaux 1922.
- DUBERTRET, L.: Le Miocène en Syrie et au Liban. - Notes Mém. Haut-Comm. de la Républ. Fr.. Syrie, Liban, I, 62-73, Paris 1933.
- : Stratigraphie des régions recouvertes par les roches vertes du Nord Ouest de la Syrie. - C. R. Acad. Sc. 203, Paris 1936.
 - : Données diverses sur le Pliocène et le Quaternaire marin de la Syrie et du Liban. - Notes Mém. Haut-Comm. de la Républ. Fr.. Syrie, Liban, II, 111-121, Paris 1937.
 - : Géologie des roches vertes du Nord Ouest de la Syrie et du Hatay. - Mus. Hist. Nat. Notes et mémoires sur le Moyen Orient. 12, Paris 1953.
 - : Lexique Stratigraphique international. Liban, Syrie, Jordanie. - Paris 1960.
- ERENTÖZ, C. and TERNEK, Z.: Oil possibilities in the sedimentary basins of Turkey. - M.T.A., Foreign Ed., 53, 21-38, Ankara 1959.
- ERÜNAL-ERENTÖZ, L.: Stratigraphie des bassins néogènes de Turquie, plus spécialement d'Anatolie Méridionale et comparaisons avec le Domaine Méditerranéen dans son ensemble. - M.T.A., Série C, No. 3, 1-53, Ankara 1956.
- : Mollusques du Néogène des Bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie). - M.T.A., Série A, No. 2811, 1-232, Ankara 1958.
- FONTANNES, F.: Période tertiaire dans le bassin du Rhone. - VI - Le Bassin de Crest, Drôme, Paris 1880.
- FRECH, F.: Geologie Kleinasien im Gebiet der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologische Untersuchungen. - Z. deutsch. geol. Ges. 68, 1-325, Berlin 1917.

- GANSSEER, A.: Außeralpine Ophiolithprobleme. - *Eclogae geol. Helv.* 52, 659-679, Basel 1959.
- GIGNOUX, M.: Les formations marines pliocènes et quaternaires de L'Italie du Sud et de la Sicile (Thèse), Lyon 1913.
- GÖRLER, K. und REUTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - *Geol. Rundsch.* 57, 484-514, Stuttgart 1968.
- GRACIANSKY, P. de, LEMOINE, M., LYS, M. et SIGAL, J.: Une coupe stratigraphique dans le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque à l'extrémité occidentale de la chaîne Sud-Anatolienne (Nord de Fethiye). - *M.T.A.*, No. 69, 10-33, Ankara 1967.
- HAGN, H.: *Haddonina heissigi* n. sp. ein bemerkenswerter Sandschaller (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. - *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 8, 3-50, München 1968.
- HAGN, H. & WELLNHOFER, P.: Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von ALFRED SELMEIER. - *Geologica Bavarica* 57, 205-288, München 1967.
- KETIN, J.: The orogenic evolution of Turkey. - *M.T.A.*, Foreign Ed., 53, 82-88, Ankara 1959.
- : Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1:2500000. - *M.T.A.*, Foreign Ed., 54, 1-7, Ankara 1960.
- KUENDIG, E.: Eugeosynclines as potential Oil habitats. - 5. World Petr. Congr. 1959, Sec. I, pap. 25, 461-479, New York 1959.
- LÜTTIG, G.: Stand und Möglichkeiten der Braunkohlen-Prospektion in der Türkei (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 1.). - *Geol. Jb.* 85, 585-604, Hannover 1968.
- MAJER, V.: Magmatische Gesteine im Gebiet von Bassit zwischen Latakia und Kessab im nordwestlichen Syrien. - *N. Jb. Min.* 98, 250-282, Stuttgart 1962.

- MONOD, O. et SIGAL, J.: Présence d'un biofaciès à Lacazines, Saudia et Nummulites cordelées dans le Paléocène du Taurus (Turquie). - C. R. Acad. Sc., Paris 1966.
- NEBERT, K.: Die Kieselbildungen des simischen Magmatismus in Anatolien. - M.T.A., Foreign Ed. 53, 1-20, Ankara 1959.
- PAMIR, H. N.: Lexique Stratigraphique international. TURQUIE, Paris 1956.
- PAVONI, N.: Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. - Geol. Rundsch. 51, 122-139, Stuttgart 1961.
- PHILIPPSON, A.: Kleinasien. - Handb. d. region. Geol. 2, 1918.
- RICHTER, M.: Das Nordende des afrikanischen Grabensystems. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart 1966.
- RIGHI, M. R. de & CORTESINI, A.: Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. - Bull. Am. Assoc. of Petroleum Geologists 48, 1911-1937, 1964.
- RUTTE, E.: Kalkkrusten im östlichen Mittelmeergebiet. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 81-90, Hannover 1960.
- SACCO, F.: I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria.- Torino 1893.
- SCHAFER, F.: Cilicia. - Petermanns Mitteilungen. 1903.
-: Zur Geotektonik des südöstlichen Anatolien. Petermanns Mitteilungen 47, 1901.
- SCHMIDT, G. C.: Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District VII. - Petroleum Administration Publications, Bulletin No. 6 (1961 Petroleum Activities in Turkey) Printed in M.T.A. Institute, Ankara 1962.
- SCHWAN, W.: Geologisches Auftreten und Entstehung der Kieselschiefer (Lydite). - Geologica 11, 115-134, Berlin 1952.

- SCHWAN, W.: Die Frankenwälder Querzone. - Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. u. allg. Naturw., 1954, 6, 80 S., Berlin 1956.
- : Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. - Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964, 116, 470-501, Hannover 1965.
- STCHEPINSKY, V: Géologie de la région de Maraş-Gaziantep. - M.T.A. 1/29, 110-125, Ankara 1943.
- : Fossiles caractéristiques de Turquie. - M.T.A. Serie D, 9, Ankara 1946.
- STEIGER, R.: Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentralelburz/ Iran). - Mitt. Geol. Inst. Eidg. T.H. u. Univ. Zürich. N.F. 68, 1-146, Zürich 1966.
- TEMPLE, P.G. and PERRY, L.J.: Geology and oil occurrence, southeast Turkey. - Bull. Am. Assoc. of Petroleum Geologists 46, no. 9, 1596-1612. 1962.
- TERNEK, Z.: The Lower Miocene (Burdigalian) Formations of the Adana Basin, their Relations with other Formations, and Oil Possibilities. - M.T.A. Foreign Ed. 49, 60-79, Ankara 1957.
- : Mersin-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi. (Geology of the northern region of Mersin-Tarsus. "Summary"). - M.T.A. 44/45, 18-57, 58-60, Ankara 1953.
- WALLRAUCH, E.: Horizontale Entspannungsbewegungen der überkonsolidierten tonig-schluffigen Gesteine Südwestdeutschlands. - Geol. Vereinigung, 59. Jahrestagung, Kurzbericht S. 37, Karlsruhe 1969.
- WIPPERN, J.: Die Bauxite des Taurus und ihre tektonische Stellung. - M.T.A., Foreign Ed., 58, 47-70, Ankara 1962.
- WOLFART, R.: Syrien und Libanon. - Beiträge zur regionalen Geologie der Erde 6, Berlin 1967.

LEBENS LAUF

Am 16.März 1938 wurde ich, Achim Roloff, in Bunzlau/Schlesien als Sohn des Lehngutsbesitzers Otto Roloff und seiner Ehefrau Marta, geb.Beier, geboren.

Meine Staatsangehörigkeit ist deutsch, meine Konfession evangelisch; ich bin verheiratet und habe ein Kind.

Von 1945 bis 1950 besuchte ich die Volksschule in Niederleierndorf/Ndb.; von 1950 bis 1959 die Oberrealschule in Regensburg, an der ich im Juli 1959 das Abitur bestand. Bis zum Oktober 1960 leistete ich meine Wehrpflicht ab.

Im Wintersemester 1960/61 schrieb ich mich an der Erlanger Friedrich-Alexander-Universität als Student der Geologie ein. Dieses Studium schloß ich zu Beginn des Sommersemesters 1966 mit der Diplom-Geologen-Hauptprüfung ab, Meine Diplomarbeit behandelte den geologischen Untergrund des Maintals bei Ebensfeld, zwischen Bamberg und Staffelstein.

Meine akademischen Lehrer für Geologie und Paläontologie waren die Professoren B.v.Freyberg, W.Schwan, F.Heller, F.Birzer und W.A.Schnitzer.

